

岩石礦物礦床學會誌

第四十卷 第三号

昭和三十一年 六月 一日

研 究 報 文

新庄層群の砂岩粒度分析 (III) —新庄盆地北縁部真室川地域—	{	加藤	磐正	雄宏
日高国幌満川中流の塩基性捕獲岩	浅井	宏		
山形県田沢地域の新第三紀火山岩	今田	正		
北部北上山地, 安家村産の球状閃緑岩	島津	光夫		
インディアライト結晶に関する一考察	{	杉浦	孝三	
粉状試料の薄片作成法の一法	本多	朔郎		

会 報

会計報告, 総会及び講演会について, 投稿規定.

東北大学理学部岩石礦物礦床学教室内
日本岩石礦物礦床學會

昭和 30 年度会計報告

昭和 30 年度本会々計を次の通り報告します。

収入の部		支出の部	
会 費 収 入	330,347	出 版 費	340,498
雑 収 入 (バックナ ンバー代金を含む)	4,981	経 常 費	
		通信郵送費	43,277
文部省研究成果} 刊行費交付金 }	70,000	事 務 雑 費	11,455
前年度繰越金	54,785	予備費(繰越金)	64,883
460,113円		460,113円	

日本岩石礦物礦床学会総会並び講演会について

期日 昭和 31 年 10 月 5 日(金) ～ 8 日(月)

場所 東北大学理学部

共催 日本鉱物学会 日本鉱山地質学会

- 1 総会及び記念講演 10 月 5 日 午前 9 時半より総会, 引続き記念講演
- 2 学術講演会 10 月 5 日 (午後 1 時より) と 10 月 6 日 (午前 9 時より)
- 3 懇 親 会 10 月 5 日 午後 6 時より, 会費 1 人 400 円
- 4 見 学 旅 行 10 月 7 日 ～ 8 日

A 班 福島県川俣水晶山ベグマタイト (20 名) (案内者: 大森啓一) 費用 800 円
(現地解散)

E 班 宮城県大谷鉱山及び岩手県磐井鉱山(15 名) (案内者: 竹内常彦) 費用 800 円
(現地解散)

C 班 鳴子火山及び堀内油田 (20 名) (案内者: 八木健三, 加藤磐雄)
費用 800 円～1000 円 (現地解散)

5 宿 舎 (仙台市内)

イ 旅館 宿泊料 (1泊 2食付 600 円)

ロ 旅館 宿泊料 (1泊 2食付 500 円)

ハ 非現業共済組会・翠風荘 (1泊 2食付 425 円)

講演希望者 は 400 字以内の講演要旨をつけて **8 月 20 日迄**に 本会宛御申込下さい。

プログラム は 本誌 40 巻 4 号 (9 月初旬発行予定) と同時にお送りします。

懇親会, 見学旅行, 宿舎等の希望者は (希望順位を付けて) 本誌同封のハガキを用いて **8 月 20 日迄**に御申込下さい。

研究論文

新庄層群の砂岩粒度分析 (III)

—— 新庄盆地北縁部真室川地域 ——

Mechanical analysis of the sandstones of
the Shinjo group. (III)

(Mamurogawa area in the northern margin of the
Shinjo basin.)

加藤 磐 雄 (Iwao Kato)*

阿部 正 宏 (Masahiro Abe)*

I 分析結果

(1) **Sampling** 新庄盆地北縁部の真室川地区に於て、主として新庄層群中に発達する砂岩の機械的分析を前回^{1), 2)}と同様の方法で行つた。真室川町から東北東の金山町に亘る一帯は高位段丘面³⁾の発達が著しいが、この平坦面⁴⁾を削剝して真室川及び金山川に注入する2つの沢に沿い、かなり連続的な露出がみられるので、これをこの地区の標式ルートとして選ぴ、夫々大石川ルート及び板橋ルートと呼んだ。

本地区では清水層の上部及び泉川層は分布せず、両ルート共に清水層の中・下部から略々単斜構造を以て上流側（東北東）に向つて逐次下位層を露出している。岩相と層位上から上部より清水、八向、鮭川、三盛層相当層及びそれ以下の地層としての区分が一応可能である。然るにその層相及び特に層厚の著しい減少の点で、前回に取扱つた西縁部とは顕著な変移を示し、寧ろ東縁部と共通した周縁堆積相とみられる点で、新庄堆積盆地の堆積過程の上で興味ある問題がある。この点については別に触れる事として、茲ではこの2つのルートについて今回の分析試料採取のために作られた柱状図（原図縮尺1/100）を示すだけに止めておく（第1図）。

大石川・板橋ルートに於て採取した多数の試料の中から、柱状図に示された細分単位毎の岩相層厚関係を考慮して、前回までの経験上夫々40個の試料についての取扱いが実際の考察に當つての適当な最小限度の sampling の数として選定された。

(2) **Grain size** 各試料の weight per cent から累積曲線を対数グラフ上に書き、この

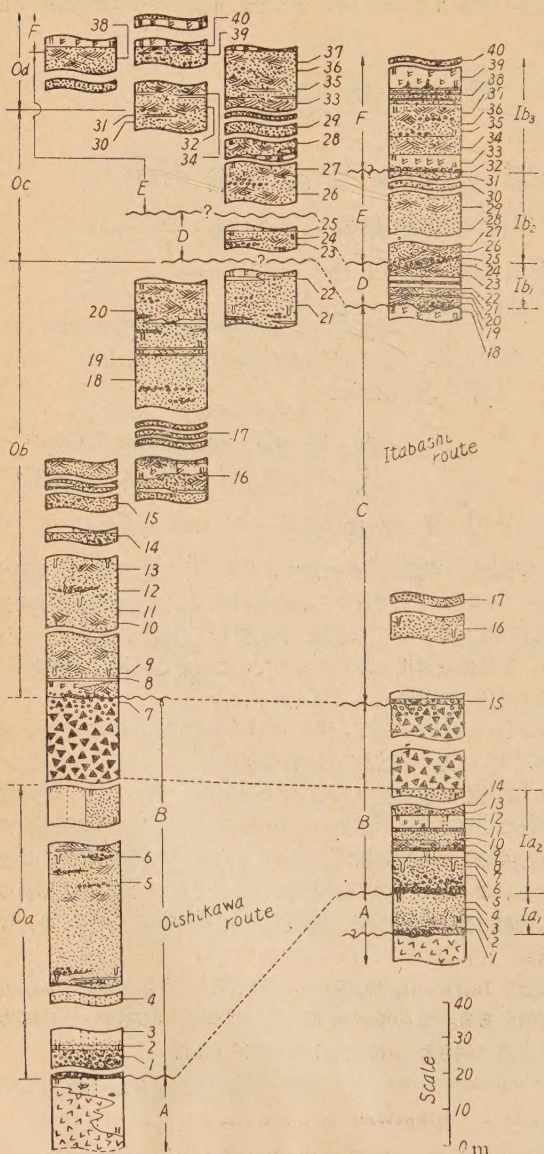
* 東北大学理学部岩礦教室

1) 加藤磐雄, 阿部正宏; 岩鉱, 39, 204~215, 1955., 40, 5~11, 1956.

2) I. Kato, and M. Abe; Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. III, 5, 213~224, 1956.

3), 4) 山屋層（高位段丘堆積物）からなる一長野開墾地

第1図



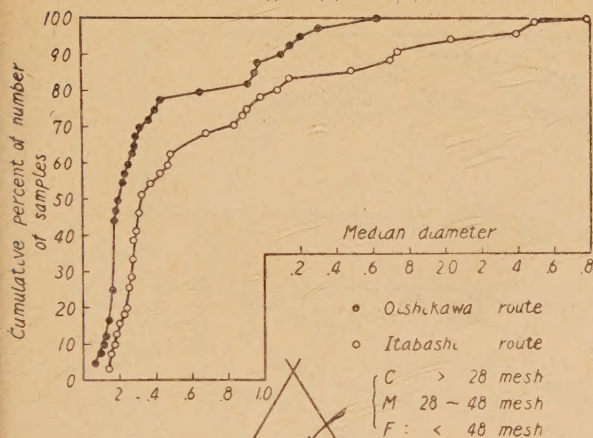
図から median diameter (Md) を求めた。この median diameter の各段階に於ける全試料の度数について累積曲線を別に作った。(第2図)。図上にみる如く 2 ルート共に 0.5mm 付近に変移点認められ、大石川ルートでは約 80%、板橋ルートでは約 60% がこの変移点より細粒部に属している。また 0.3mm 付近では前回までの如く明瞭な変移点は認められない。

分析値を $C(>28\text{mesh})$, $M(28\sim48\text{mesh})$, $F(<48\text{mesh})$ 組成比を以て三角座標で表わせば第3図の如くである。大石川ルートでは頂点 F 側に密集的に点が集中して 2 type に区分され、板橋ルートでは辺 FC に近接した点の分布を示し、2 若しくは 3 type に区分される。この各 type の柱状図上に於ける垂直的变化を別に図示して検討し、他の parameter との総合的区分に利用した。

(3) Quartile parameter 及び histogram から算出した standard deviation と skewness 各試料

の粒度別の weight per cent から画いた累積曲線から、通常の方法で Md , Q_1 , Q_3 を求め、これから coefficient of sorting (So) 及び skewness (Sk) が算出されるが、前

第 2 図



第 3 図



回までに述べた理由により、計算には手数を要するが、standard deviation (Sd) 及び skewness (Sk—正又は負値) を特に計算によって求めた。前述のCMF組成比及びこれらの総てについて総合的に柱状図上の垂直的変化を検討した結果、2ルートについて夫々変移点を境として次の如く区分することが出来た(計算値及び柱状変移図は省略する)。

大石川ルートでは下部より Oa (1—6), Ob (8—22), Oc (23—31) 及び Od (32—40) の4区分が可能である。この中試料 7 は安山岩質集塊岩若しくは同質のラピリ凝灰岩の最上部の礫質の部分に相当し、こ

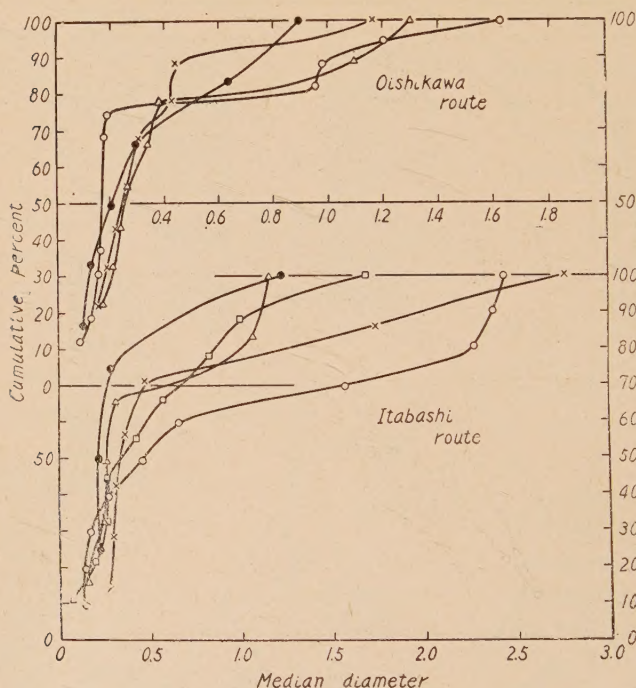
れは2ルートを通じて最も顕著な key bed となるものであるが、sampling の点でも岩質上からも一応不連続的であるので、下位の Oa 区分からは切離すと同時に Ob 区分からも除外しておく方が妥当であろう(第1図参照)。

板橋ルートでは中間部の露出が高位段丘砂礫層で被覆され、一連の sampling が困難であるため、15—17 の3個の試料は垂直的区分から保留し、夫々その下方及び上方の連続的試料について検討した結果、上下2区分 Ib (19—40) 及び Ia (1—14) に大別された。更に夫々を細分すれば、下部より Ia₁ (1—4), Ia₂ (5—14), Ib₁ (19—24), Ib₂ (25—31) 及び Ib₃ (32—40) の5細分が可能である。この中試料 18 については明かにその上位の地層の基底部礫岩により凹凸面を以て削刻される浮石質凝灰岩の部分に相当するので、上記と同様の理由で Ib₁ の細分単位から除外した。

(4) 分析結果から区分された夫々の砂相の比較 以上の各ルート毎に夫々区分された細分単位を一層具体的に把握するために、夫々の median diameter 及び sorting coefficient の各段階に属する試料の度数を累積曲線に表わして比較した。

a) median diameter (第4図a) 大石川ルートでは各区分単位の .80% は近似し

第4図(a)



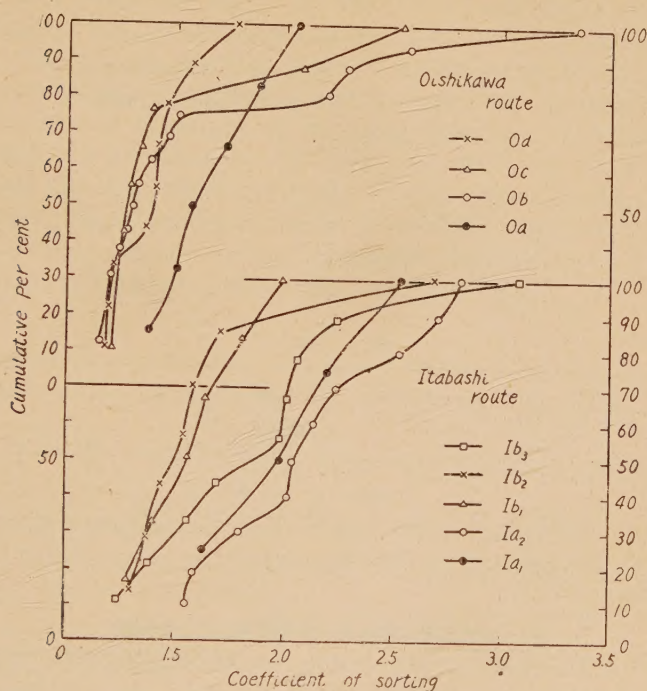
た曲線を示すが、残りの20%は区別可能である。この中 Oa は最も粒度範囲の小さい smooth curve として表わされる。 Ob はその80%が最も均質な砂相を示し、残りの20%は Oc と共通した性質を有している。

板橋ルートでは各細分単位の50%以上が区別明瞭で、前者よりも遥かに類別の容易な砂相である。その中 Oa_1 及び Ib_2 が何れも70%内外が極めて均質な粒度を示しており、しかもその残りの30%の占める粒度中が全く相反している点で注目される。この事は前述の大石川ルートに於ける Ob と共に、これらに相当する岩相区分の夫々 C 及び A, E 各層（後述する三盛層及び古口層相当層の異相並びに八向層）の特徴として、即ち野外に於ても鍵相 (key facies) として抽出される点でよく符合する。

b) **Coefficient of sorting** (第4図b) 大石川ルートでは Ob, Oc, Od は夫々その75%は近似した曲線を示すが、残りの25%は区別が明かで上位層程 sorting が良くなる傾向がある。 Oa は median diameter の場合と同様に最も smooth curve として表わされ、且つ変異巾が小さいが他に比し却つて sorting は全般的に不良である。また Ob は Md, So 共に80—70%内外は極めて均質であるが、残りの20—30%は何れも変異巾が大きく表わされる点で特徴的な砂相である。

板橋ルートでは前者より遥かに区分が明瞭で、且つ median diameter によるよりも各

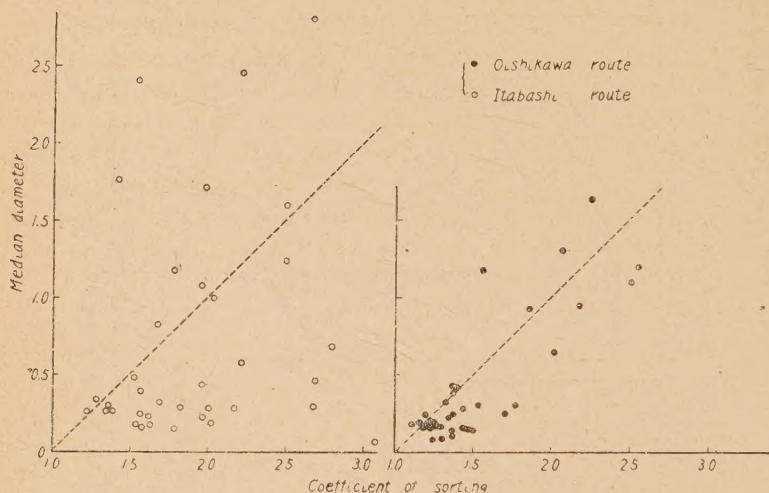
第 4 図 (b)



細分の区別が更に明かに認められる。また Ia , Ib の 2 大別の区分毎に夫々上部に向つて sorting が悪くなる傾向がみられる。即ち Ia_1 , Ib_1 は何れもその変異巾が少いが、 Ib_2 ではその 85% 内外が最も sorting の良い砂相を示すが、残りの 15% に於てかなり sorting の不良な砂相を含んでいる。

c) **Coefficient of correlation** 大石川・板橋ルートについて median diameter 及び coefficient of sorting の各々についての比較は前述の如くであるが、更に両者の相関関係を検討するため、全試料についての scatter diagram を作った (第 5 図)。大石川ルートでは前回までの他地区に比較して、この相関関係がよく表われているのに反して、板橋ルートではこれまでで最も分散した点の散布を示している。相近接した 2 つのルートに於てもこの様な砂相の対立がみられることは注目すべき事であると同時に、今回までに行つた他地区のそれと比較した場合、盆地縁辺相としての地域変異がこの相関図を通覧しても一応裏付けられたものと云えよう。大石川ルートの全試料についての相関係数は 0.78 で、その中の区分単位のそれは Ob , Oc に於て特に数値が大である。然るに板橋ルートでは Ia , Ib_2 は比較的大きい値を示すが、 Ia_2 及び Ib_3 は夫々 0.06 及び 0.04 の著しく小さい値を示し、且つ中間の C 層相当層部分の試料が欠除しているため、全試料の代表値は求められず従つて Ia 及び Ib の 2 大区分についての代表値は夫々 0.12 及び 0.39

第 5 図



の極めて小さい値を示す結果となつた。盆地内の各地区に於ける代表値は第2表に示す如くである。その地域性に関する一応の数量的意味づけがやはりこれによつても把えることが可能のようである。

II 分析結果の総合及び岩相層序区分との関係

第1図に示した柱状図は大石川ルートについては真室川町北東方の川, 内部落から奥羽本線下の暗渠を経て大石川部落を過り, 谷口銀山の下流約 1.5km までの間を示し, 板橋ルートについては真室川町の東北東の平岡より約 0.5km 北方から板橋部落を経て菅越に至る間について作成したものである。新庄層群の標式地である西縁部とは, その層厚・岩相何れも著しい変化を示しており, その間に層間異常的並びに少くとも見かけ上の不整合的現象を挟在して縁辺堆積相を示しているが, なお且つ標式地の層区分, 特に東縁部のそれに準じた岩相・層厚の集約的・収斂的傾向が認められるので, 一応前述のような対比を行つたものである。然し乍ら, この地区が新庄層群堆積の基盤の起伏の反映並びに堆積過程の集約的変移を鋭敏に提示しているであろう事を考慮して, 先づ柱状図(第1図)に示したように各ルート毎に下部より A~F 層とした。

B 層最上部の安山岩質ラピリ凝灰岩は, その基底部の安山岩礫からなる granule conglomerate 並に A 層の流紋岩質浮石質凝灰岩と共に, 2 ルートを通じて顕著な key bed をなしている。この key bed (B 層最上部) は北方の栗谷附近で一旦尖滅した後更に北方の釜淵附近から塩根川上流に於て再び現れ, この附近の黒色シルト岩(古口岩相)の最上位を占めている。後者(A 層)についても略々その層準が推定されており,¹⁾ 従つ

1) 塩根川(真室川の上流)と八敷代川との合流点附近から, 八敷代橋にかけて追跡される流紋岩質凝灰岩と同層準と考えられる。これは草雜硬質シルト岩相と古口黒色シルト岩相との漸移部の1つの鍵層となるものである。

て B 層以下が 古口黒色シルト岩層の異相としてその同定がほぼ確かめられ、その下位の草薙硬質シルト岩層相当層の相変化¹⁾とも関連して、新庄盆地構造発達の際緯上極めて興味ある問題を提供しているものと考えられるが、これについては別に触れることとした²⁾。一方最上位の F 層については、板橋ルートでは標式地の泉川層下位に発達する清水層の北方への延長として、この地区に分布するもので、その最下部は亜炭の薄層を僅かながらこの地区に於ても挟在している。その基底部の鍵層、K₄については西縁の標式地から北縁に向つては未だ確かめられてはいない。これらの間に位する C, E 層は夫々標地式の三盛・八向の両層の特徴的な砂相を保有している点で外観上からも判別され易いが、両者の間に上下限共に傾斜不整合³⁾で挟まれた D 層の薄層は一応鮭川層の収斂的挟在と見做しておきたい。大石川ルートではこの不整合関係の直接の露頭はみられないが、柱状図に示したように D 層の挟在を推定して差支えないものとする。

第 1 表

Oishikawa rout: Cr=0.78(total)		Itabashi rout: {Cr=0.39(Ib, total) Cr=0.12(Ia, total)}	
Ob	Md=0.16~1.17(0.16~0.12)*, 上部に減 So=1.17~1.77, 上部に減 Sd=0.16~1.35(0.74), ** 上部に減 Sk=-1.25~0.89 Cr=0.52	Ib ₃	Md=0.06~1.70 So=1.23~3.08(1.23~2.22), 上部に増 Sd=0.71~1.63(0.92) Sk=0.72~0.99, Cr=0.04
Oc	Md=0.17~1.30(0.17~0.37), 上部に減 So=1.20~2.51(1.20~1.37), " Sd=0.61~1.56(0.95), " Sk=-0.98~0.88 Cr=0.92	Ib ₂	Md=0.28~2.80(0.28~0.47), 上部に減 So=1.28~2.67(1.28~1.70), " Sd=0.89~1.50(0.61), " Sk=0.75~1.19, Cr=0.79
Ob	Md=0.12~1.20(0.12~0.18), 上部に減 So=1.15~3.33(1.15~1.48), " Sd=0.57~1.84(0.27), " Sk=-1.11~0.92, 殆んど負値 Cr=0.89	Ib ₁	Md=0.16~1.17(0.16~0.31), 上部に減 So=1.28~1.97, 上部に減 Sd=0.89~1.52(0.63), 上部に減 Sk=-0.70~0.98, 大部分正值, Cr=0.70
Oa	Md=0.10~0.92(0.10~0.30) So=1.36~2.03 Sd=0.78~1.53(0.80) Sk=-0.88~0.71 Cr=0.76	Ia ₂	Md=0.16~2.45(0.16~0.67) So=1.56~2.30(1.56~2.23) Sd=1.07~1.91(0.84) Sk=1.15~1.29, Cr=0.06
		Ia ₁	Md=0.21~1.23(0.21~0.27) So=1.62~2.51 Sd=1.27~1.58(0.31) Sk=0.92~0.82, Cr=0.84

* 括弧内は一般値

** 括弧内は difference

1) 大石川ルートの谷口銀山附近でみる如く、草薙層相当部分の大半は淡緑色凝灰角礫岩によつて交代され、その間に僅かに硬質シルト岩 30m 内外を挟在するに過ぎない。

2) この地域の油母岩相及びその層変化についての岩相解析については、別に物理・化学的な取扱い方を試みており、追て報告する予定である。

3) 極めて低角度の斜交で、一種の覆蔽現象とみられる。

分析結果から得られた垂直的区分と岩相層序区分との関係は第1図に示した通りである。板橋ルートでは中間部のC層の sampling の不完全から保留された点を除けば、両者は殆んど一致した区分を示した。またA層上部に相当する Ia_1 は、その sampling の数がやや少い嫌疑はあるが、やはり1つの細分単位として認められた事で注目される。即す前述の様に恐らくは古口層の異相とされるA—B層の中で、B層基底部にみられる局部

第 2 表

Stratigraphic sequence	Northern margin		Western margin		Eastern margin, Nagasawa area ^{b)}
	Oshikawa (cut ^{d)})	Itabashi rout	Masugata area ²⁾	Kawaguchi area ³⁾	
Izumikawa formation					D = 0.37 Nb = 0.62
Shinizu formation	F Od = 0.52	Ib ₃ = 0.04 ?	Mb = 0.28	Kb = 0.53	C = 0.79
Yamuke formation	E Oc = 0.92	Ib ₂ = 0.79	K ₄ sharpstone conglomerate		
Sakagawa formation	D Ib ₁ = 0.70		Ma = 0.63	Ka = 0.76	B = 0.59 Na = 0.75
Mitsumori formation	C ? pumiceous tr ff- Ob = 0.99				A = 0.55
Furukuchi formation	B ? -andesitic aggl. - Oa = 0.76 Ia ₂ = 0.06 -granite congl. - A Ia ₁ = 0.84 congl.				
	A Cr(total) = 0.78	Cr(Ib) = 0.39 Cr(Ia) = 0.12	Cr(total) = 0.51	Cr(total) = 0.58	Cr(total) = 0.75

的不整合現象¹⁾の他に、このルートの Ia_1 層基底部にも 多少の礫の発達による 層間異常がみられ、両ルートの間には既に僅かではあるが 一種の“位相のずれ”が暗示されているものと解することが出来よう。

大石川ルートでは 前者で不完全であつた C 層(三盛岩相)の区分が可能であるが、これより上位では両者は必ずしも一致しない。この中 D 層については 上下限の欠除から来る sampling の数の不足と関連して、強いて分析結果のみからは区分出来ない。また Oc・Od 境界は E 層中の顕著な斜交層理粗粒砂岩の部分に相当している。野外では 八向砂岩相の最も特徴的な 赤褐色斜層理石英質粗粒砂岩であると云う点で容易に纏められる 認識単位の中でも、この様にその中の cyclic な変移がより具体的に抽出された事で、今回の操作の効果の 1 つとして注目された。

分析結果から得た区分単位の数量的代表値を総合すれば、第 1 表の如くである。また前回までに取扱つた地区と共に、夫々の地区毎の垂直的な coefficient of correlation の変化と、夫々の地区の代表値とを一括して第 2 表に示した。新庄層群で代表され堆積盆地変遷の過程を一応この様な 地域的対立関係として概括することも可能であろうと考えられる。

III 総 括

新庄盆地東縁の長沢地区、西縁の升形・川口地区及び今回の北縁部真室川地区に於て 標式的な 新庄層群の露出するルートを選び、その中の砂の垂直的な sampling を行い粒度分析を実施した。その目的は当初に述べた通りであるが、この新庄層群を対象として選んだ理由は、これが殆んど全層準に亘つて顕著な砂相で代表されること、野外観察の結果これまで行われた 岩相区分単位の夫々が 鉱物組成上からも構造上からも 特徴的な砂相であること、更にこれらが盆地のほぼ全周縁に亘つてやはりその特徴を保有しながらも、その層相と層厚の変移を示し、地域によつては著しい周縁堆積相を呈している点などにあつた。砂の鉱物組成については今回は保留して、粒度組成について検討したものであるが、この場合機械分析それ自体を 従来一般に行われて来たものよりも多少とも 定量化すべく留意して行つてみた。

a) **Sampling について** 長沢地区では 50 箇所、升形・川口地区では夫々 30 及び 31 箇所、今回の真室川地区では大石川・板橋ルートにつき夫々 40 箇所が、これまでの分析結果の検討に当つて適当な最小限度の試料として選ばれた。これらは 実際採取した多数の試料の分析値の中から、柱状図上で岩相・層厚の垂直的関係に略々比例し、且つその岩相毎の標準試料となるべきものを選定した結果求められたものである。この選定に当つて実際には、或層準の特徴的な単層の一連の露頭についても垂直並びに水平的な sampling を行い、その分析結果を検討したが、結果的には今回まで各地区の垂直的变化について取扱つた上では、上記の sampling で差支えないことをも判定したものである。

b) **Grain analysis について** 各地区の砂相全般を通覧して、同時にまた分析値全般から見通して、今回まで行つた分析結果の検討はすべて sand size の範囲内に入るも

1) 船川層相当層とされるものの中の層間間隙と云うものになるか否かは別として、現在のところは一応本盆地の周辺部的現象型として取扱つておきたい。

のについて比較検討したものである。先づ全試料の median diameter を通常の方法で求め、その各段階に属する試料の頻度について累積曲線を描き、その変移点を求めた。28 mesh 及び 48 mesh がこの変移点に最も近似した篩として選ばれることを確かめた後、これらを中心として粗・中・細粒の 3 type の組成比による垂直変化を検討し、更に median diameter, coefficient of sorting, skewness などの quartile parameters による垂直変化の他に、standard deviation 及び skewness を別に分析値から算出して、これらを総て総合して垂直的变化の判定を行つた。

c) 分析結果の綜合について 以上のようにして 垂直的变化を検討した結果、岩相層序区分とは別に地区毎に垂直的区分が出来た。これらの区分単位をより具体的に比較するため夫々 median diameter 及び coefficient of sorting の各段階に属する試料の頻度から累積曲線を各区分毎に作成した。以上により K_4 の基準層(清水層基底)を境として長沢地区では 2 区分、更に上下夫々について 2 区分即ち 4 区分され、升形・川口地区は同じく K_4 を境として 2 区分された。また真室川地区では今回述べた如く 4 又は 5 細分された。これらの夫々の区分単位の具体的な特徴については既に述べた通りである。

以上の操作に加えて、median diameter 及び coefficient of sorting の相関関係を図上 (scatter diagram) 及び計算値 (coefficient of correlation) から考察した。その結果は今回述べた通りであるが、強いて結論的のものを指摘すれば、西縁部升形・川口地区では新庄層群が層厚の上でも最も厚く発達した標式地でありながら、 K_4 層を境として 2 区分されるに過ぎず、これに反して東縁部及び北縁部は全層厚の著しい減少にも拘らず細分され、特に板橋ルートでは岩相区分と略々一致した 5 細分が可能で、地質的にも縁辺相としての特徴がこの点からも暗示される。この事は既に表示した如く相関係数の地区別の代表値 (但し今回行つた sampling に基いて得られたもので更に厳密に数的に吟味するならば、柱状図上の厚さの比率なり、砂以外のものとの比率なりが考慮されるべきであることは論を俟たない) によつて一応数量化して表わす事が出来よう。

北縁部に於ける縁辺堆積現象については、この地域で下位の草薙礫質シルト岩層及び古口黒色シルト岩層の相変化及びその堆積時の基盤の起伏の問題、更にこれが新庄層群堆積の基盤としての相互反映など今後考察を進めるべき問題が多々あり、こうした堆積の場に於ける岩相解析の方法として今回まで取扱つた機械分析の他に、やはりその組成鉱物についての検討が問題として残されるであろう。この点についても今後下位の油母岩相の地域性に関する岩石学的な検討と併せて行つてゆく予定でいる。

本研究は故八木次男教授の企図された新庄盆地の石油可能性探査のための基礎調査に端を充したもので、ここに御生前の御指導に対して謝意を表する。尚実験データについては、大森啓一教授より種々御批判・御教示を賜つた。ここに深謝の意を表する。

現地調査及び試料採取に際しては、学生吉田義孝・小泉隆両君の参加により多大の便宜を受けたことを特記したい。

研究費の一部は文部省科学研究費によつた事を明かにし謝意を表する。

日高国幌満川中流の塩基性捕獲岩

The basic xenolith at the midstream of the river Horoman,
Hidaka Province.

浅井 宏 (Hiroshi Asai)*

Abstract : The basic rocks is included in the trondhjemitic migmatite or in the tonalitic migmatite, at the midstream of the river Horoman, Hidaka province.

In this paper, some microscopical relations between the component minerals of the migmatite and of the basic xenolith are described.

The author concludes that the basic xenolith is the origin from the biotite rich hornfelsic rock which is basified before the xenolith is included in the migmatite.

I ま え が き

日高変成帯の南部にある細粒な塩基性岩石は、いつもそれよりも酸性の岩石のなかに、捕獲岩の様になり、又は、塩基性クロット状に現出している。

このような現象は、広く各地の変成帯に、普通に見られることで、本地域も、その例にもれていない。

これらの捕獲岩のような岩石、又は、塩基性クロットのような岩石は、その起原について、現今迄に、色々考えが述べられている。即ち、早期晶出鉱物の集合であるとか、塩基性火成岩類原の捕獲岩であるとか、^{1), 2), 3), 4), 5), 6)} 石灰質水成岩起原の捕獲岩である⁷⁾、基性の火山性母岩が変成し捕獲せられたものである^{8), 9), 10)} 或は粘板岩のような普通の水成岩が塩基性化作用をうけたものである¹¹⁾ といわれている。この研究は片麻状トロンエマイト質混成岩、または片麻状ナール岩質混成岩のなかのやや片状を帯びた塩基性捕獲岩を観察した結果、片麻状トロンエマイト質混成岩または片麻状ナール岩質混成岩が形成される以前に、塩基性化作用をうけたホルンフェルス質の岩石が捕獲せられたものであることを述べたい。

作業にあたって、終始、御討論をしていただいた日高変成研究グループの方々、御鞭撻

* 北海道学芸大学地学教室

- 1) Nockold S. R.; *Geol. Mag.*, **69**, 1932.
- 2) Thomas H. H. & Smith, W. C.; *Q. J. G. S.*, **88**, 1932
- 3) Hurlbut C.S.; *Amer. Min.*, **20**, 1935
- 4) Iwao S.; *Jap. Jour. Geo. Geogr.*, **17**, 1940.
- 5) 牛来正夫; *Sci. Rep. Yokohama Univ. Ser. II*, No. I, 87~96, 1952
- 6) 吉沢甫; *地学*, **2**, 33~35, 1950.
- 7) 山田久夫; *地質雑誌*, **55**, 154, 1949,
- 8) 小島文児; *広島大地学研究報告*, No. 2, 1~13, 1952
- 9) 菅木田芳文; *九大理学部研究報告, 地質学の部*, **3**, 21~30, 1951
- 10) 吉沢甫; 前出
- 11) Reynolds D. L.; *Q. J. G. S.*, **102**, 1946

をしていただいた北海道大学鈴木醇, 石川俊夫両教授に深謝申し上げる。尚研究に使用した経費の一部は, 文部省自然科学研究費交付金, 開発庁, 北海道地下資源調査所, 通産省工業技術院地質調査所北海道支所の御援助に負う所が多く, ここに深甚の謝意を申し上げる。

II 地質概況

この地域または, この附近の地質及び岩石については, 既に多くの人々により述べられている¹⁾⁻¹⁶⁾。

ここに述べようとする塩基性捕獲岩の見られる所は, 第1図に示した如く, 日高国幌満川中流のパンケ, ペンケの合流点からパンケの上流に約2000m さかのぼった附近に見られるものである。

この附近は, 片麻状トロノエマイト質混成岩又は片麻状トナール岩質混成岩が露出し, この岩石の中に, 片状又は塊状になった塩基性岩石が多数とりこまれている(第2図のP点)。

第2図に示した如く, この露出の北側には, 矢張り, 塩基性捕獲岩を多数にもった黒雲母石英斜長石片麻岩¹⁷⁾があつて, 走向は $N 10^{\circ} W \sim N 10^{\circ} E$ で, 傾斜は $20^{\circ} \sim 50^{\circ} E$ で分布している。

又, この露出の南側には次の順序で南に向つて各種の岩石が分布している。すなわち塩基性片麻岩(複輝石斜長石片麻岩, 斜方輝石斜長石片麻岩, 褐色角閃石斜長石片麻岩及びこれらの岩石に綠色角閃石が加わった片麻岩類), 黒雲母石英斜長石片麻岩, トロノエマイト質混成岩, 斜長石角閃石片状岩又は斜長石角閃石岩, 塩基性片麻岩等が分布している。

- 1) 赤岡純一郎; 北工試鉱床調査報告, No. 1, 1941
- 2) 浅井 宏; 地質雑誌, **59**, 349~350, 1953; 地質雑誌, **61**, 364, 1955
- 3) 土井繁雄; 東京文理大卒論, 1949
- 4) 舟橋三男; 北大卒論, 1941; 北大紀要, Ser. 4, **8**, No. 1, 1948; 地質雑誌, **56**, 263~264, 1950; 地球科学, **4**, 109~118, 1951
- 5) 舟橋三男, 橋本誠二; 地団研専報, **6**, 1951; 自然, **4**, 6, 1955
- 6) 舟橋三男, 猪木幸男; 幌泉図幅説明書, 地調, 1956
- 7) 舟橋三男, 橋本誠二, 浅井宏, 猪木幸男, 木崎甲子郎, 外崎与之, 春日井昭, 広田正一; 地質雑誌, **61**, 363~364, 1955(要旨)
- 8) 日高グループ; 地質雑誌, **60**, 298~299, 1954
- 9) 広田正一; 東京文理大修論, 1950; 東京文理大卒論, 1951; 地質雑誌, **59**, 155~164, 1952; 地質雑誌, **59**, 341, 1953; 東京教育大地鉱研究報告, **3**, 173~180, 1954; 東京教育大地鉱研究報告, **4**, 47~56, 1955
- 10) 猪木幸男, 番場猛夫; 地質雑誌, **56**, 263, 1950
- 11) 猪木幸男, 浅井宏, 舟橋三男; 地質雑誌, **57**, 336~337, 1951
- 12) 猪木幸男; 地質雑誌, **58**, 280~281, 1952; 地質雑誌, **59**, 111~121, 1953
神保小虎; Explanatory text to the geological map of Hokkaido. 1890;
北海道地質略論, 1891; 北海道地質論文, 1891
- 13) 小林治夫; 地質雑誌, **47**, 429~436, 1941
- 14) 大平安; 地質雑誌, **35**, 105~147, 205~224, 1928
- 15) 竹内嘉助; 北海道有用鉱物調査報告, 1937
- 16) 山根新次; 北海道鉱物調査報告, **4**, 71~105, 1911
- 17) 普通にいわれる黒雲母片麻岩と異った産状を示すのでこのような名称をつけた。

この南側に分布している岩石のうちで、黒雲母石英斜長石片麻岩は、P露出の北側にある同種の片麻岩とは片理の走向傾斜が異っていて、東西か又は北東—南西の走向で、何れも北に $20^{\circ}\sim 70^{\circ}$ の傾斜をもっている。

第1図 塩基性捕獲岩の産地 (×印)

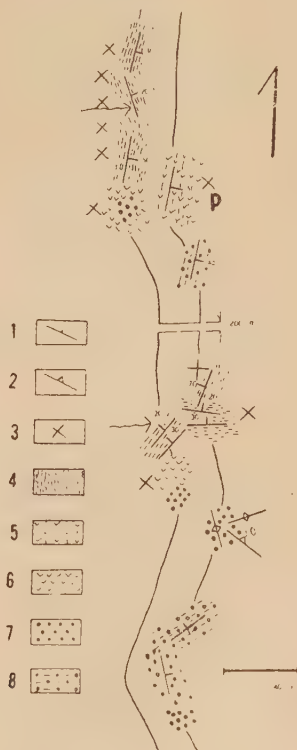


第2図から判る如く、P露出の片麻状トロネマイト質混成岩は、黒雲母石英斜長石片麻岩と塩基性片麻岩との間に分布している。このような酸性岩石と塩基性岩石との境界部にトロネマイト質岩石が観察されることは牛来正夫¹⁾、渡辺岩井²⁾が報告している。

III 塩基性捕獲岩の産状

第2図のP点の片麻状トロネマ

第2図 幌満川中流の塩基性捕獲岩の産地 (P) の附近の踏査図



1 片理の走向傾斜, 2 節理の走向傾斜, 3 塩基性捕獲岩の産地, P点は本文に記載した産地, 4 黒雲母石英斜長石片麻岩, 5 片麻状トロネマイト質混成岩, 6 トロネマイト質混成岩, 7 斜長石角閃石片麻岩, 斜長石角閃石岩, 8 複輝石, 斜長石片麻岩, 斜方輝石斜長石片麻岩, 褐色角閃石斜長石片麻岩及びこれらの岩石に緑色角閃石が加はつた片麻岩類

1) Gorai M.; Mem. Fac. Sci. Kyusyu Univ., Ser. D., 2, 239-321, 1944

2) 渡辺岩井; 地質雑誌, 58, 165-176, 1952

イト質混成岩のなかに見られる塩基性捕獲岩の野外スケッチの一部を第3図に示した。図示の如く、長径 10cm から数m に及ぶ捕獲岩又はクロツトが、片麻状トロニエマイト質混成岩の中に散乱して分布し、捕獲岩の片理の方向は不規則であるが、周囲の片麻状

第3図 塩基性捕獲岩又はクロツトの野外スケッチ



1 片麻状塩基性トロニエマイト質混成岩, 2 酸性トロニエマイト質混成岩, 3 片麻状トロニエマイト質混成岩, 4 片麻状カミングトン角閃石トナール岩質混成岩, 5 斜方輝石褐色角閃石斜長石片状岩, 6 カミングトン角閃石斜方輝石トナール岩質混成岩, 図に見られる5以外の捕獲岩, クロツトは含ゲドライト角閃石斜長石褐色角閃石片状岩又は斜長石角閃石片状岩, 斜長石角閃石岩

以上から、第3図の片麻状トロニエマイト質混成岩中の塩基性捕獲岩は既に捕獲岩となる以前にこのような岩石になっていたものと考えることが出来る。次いで、いちじるしい機械的な運動があって、この位置に、斜方輝石トナール岩質混成岩、片麻状トナール岩質混成岩及び各種の片麻状トロニエマイト質混成岩がこの順序にその位置を占めたものと考えることが出来る。

次に、第3図の4の部分をも更に詳細に示したものが第4図である。この図で明らかな如く捕獲岩に接近して斜方輝石トナール岩質混成岩になっていることは第3図で既に述べた如くであるが、更に捕獲岩に接近して4₂の如く、細粒な黒雲母をふくんだ鉄苦土鉍

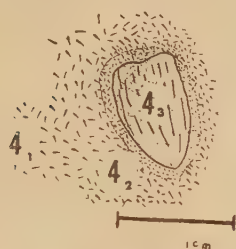
ロニエマイト質混成岩は走向 N10°E で、傾斜は 50°E となっている。ここに第1に注意すべきは片麻状トロニエマイト質混成岩が第3図の如く極めて不均質であるばかりでなく、部分的に片麻状トナール岩質混成岩となっている所があって、前に述べた片麻状トロニエマイト質混成岩のなかに捕獲されたようになっていることである。この部分的にできている片麻状トナール岩質混成岩と塩基性捕獲岩との接触部には、塊状の斜方輝石を含むトナール岩質混成岩が更にできている。第2に注意すべきは、捕獲岩には、斜方輝石の安定な岩石と不安定な岩石が見られることである。第3図の5に示した斜方輝石褐色角閃石斜長石片状岩とその他の斜長石角閃石片状岩の二種類である。このような異種の岩石が捕獲せられている現象は、小林英夫¹⁾が既にのべている。

第3に注意すべきは、この塩基性捕獲岩は附近の露出に見られないことである。しかし附近に露出する塩基性片麻岩の一部には、細粒でやや片状の塩基性岩石が捕獲せられたようになって散点しているがこの捕獲岩が片麻状トロニエマイト質混成岩や片麻状トナール岩質混成岩の中の捕獲岩の一つ(第3図の5)と同じものと考えられる。

1) 小林英夫：北海道地質要報，22，49～57，1953

物の多いゲドライト角閃石黒雲母斜長石片状岩があって、粒度の上では捕獲岩の粒度と

第4図、第3図の4の部分拡大して示したスケッチ



4₁ カミングトン角閃石斜方輝石トナール岩質混成岩、4₂ ゲドライト角閃石黒雲母斜長石片状岩、4₃ 含ゲドライト角閃石斜長石褐色角閃石片状岩

同様で、造岩鉱物の性状は漸移の關係にあつて、しかも4₂の部分の鉄苦土鉱物と珪長質鉱物との量比は4₃の部分のそれと略々相等しい(第5図の6, 7)。したがって、この部分は捕獲岩の一部で、その周辺相と考えることが出来る。塩基性捕獲岩の周りに、捕獲された時にできた黒雲母をふくんだ鉄苦土鉱物の濃集帯と考えることはできない¹⁾。

このような鉄苦土鉱物が存在している内域により高い鉱物相が生成されている例を舟橋三男²⁾が述べている。

IV 岩 質

第3図、第4図によつて、捕獲した岩石及び捕獲岩の岩質を示すと次の如く一括される。

I 捕獲した岩石

- 1 片麻状塩基性トロノエマイト質混成岩(第3図の1及び第6図の1)
- 2 酸性トロノエマイト質混成岩(第3図の2及び第6図の2)
- 3 片麻状トロノエマイト質混成岩(第3図の3及び第6図の3)
- 4 片麻状カミングトン角閃石トナール岩質混成岩(第3図の4及び第6図の4)
- 5 カミングトン角閃石斜方輝石トナール岩質混成岩(第3図の6、第4図の4、及び第6図の5)

II 捕 獲 岩

(イ) トロノエマイト質混成岩の中のもの

- 1 斜長石角閃石片状岩 2 斜長石角閃石岩

(ロ) 片麻状カミングトン角閃石トナール岩質混成岩の中のもの

- 1 ゲドライト角閃石黒雲母斜長石片状岩(第3図の5を除いた他の捕獲岩の周辺部、第4図の4₂及び第6図の6)
- 2 含ゲドライト角閃石斜長石褐色角閃石片状岩(ロの1の岩石の中央部、第4図の4₃及び第6図の7)
- 3 斜方輝石褐色角閃石斜長石片状岩(第3図の5及び第6図の8)

I の1は、やや黒味を帯びた灰白色の中粒の片理の強い岩石で、2, 3は灰白色粗粒の片麻状構造の弱い岩石で、4は暗灰色の中粒又は粗粒な片麻状構造の弱い岩石である。

5は暗灰色で粗粒な塊状の岩石である。この岩石は塩基性捕獲岩の周囲にあつて、4の岩

1) しばしば塩基性捕獲岩が捕獲せられた時に黒雲母其の他の鉄苦土鉱物が濃集したものと考えられている。

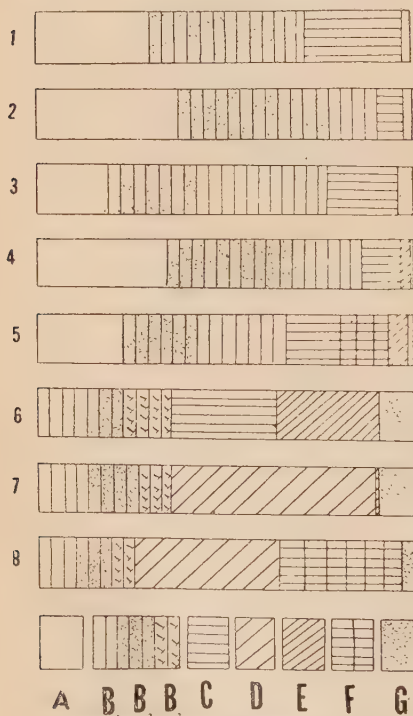
2) 舟橋三男; 地球科学, 5, 7~14, 1951

石に漸移している。

IIの(イ)項の1は細粒な暗緑色の片状岩で、2は塊状岩である。IIの(ロ)項の1はやや暗灰色の細粒の片状岩で捕獲岩の周辺部にある。2は捕獲岩の主要なる部分である。3は片状構造のやゝ強い暗褐色の岩石である。

以上に述べた諸岩石の造岩鉱物の主なるものの容量%を第5図に、また、その岩石の構造の概観を第6図に、主な岩石の造岩鉱物の光学的性質を第1表に示した。

第5図 諸岩石の主な造岩鉱物の容量比



8 斜方輝石 褐色角閃石 斜長石片状岩(斜長石 25.6%, 淡褐色角閃石, 黒雲母 37.2%, 斜方輝石, ゲドライト角閃石 33.1%, 磁硫鉄鉱, 磁鉄鉱 4.1%)

A 石英, B₁ 新鮮な斜長石, B₂ 汚濁した斜長石, B₃ ケレファイト角閃石をもつ斜長石, C 黒雲母, D 褐色角閃石, 無色角閃石, 緑色角閃石, E カミングトン角閃石又はゲドライト角閃石, F 斜方輝石, G 磁鉄鉱, 磁硫鉄鉱, 緑色スピネル及び黝簾石。

1 片麻状塩基性トロニエマイト質混成岩(石英 31.1%, 斜長石 41.2%, 黒雲母 25.3%, 磁硫鉄鉱, 磁鉄鉱 2.4%)

2 酸性トロニエマイト質混成岩(石英 38.3%, 斜長石 53.9%, 黒雲母 5.5% 磁硫鉄鉱, 磁鉄鉱 2.3%)

3 片麻状トロニエマイト質混成岩(石英 19.3%, 斜長石 58.6%, 黒雲母 18.5%, 磁硫鉄鉱, 磁鉄鉱 3.6%)

4 カミングトン角閃石トナール岩質混成岩(石英 34.7%, 斜長石 51.9%, 黒雲母 11.9%, カミングトン角閃石 1.0%, 磁硫鉄鉱, 磁鉄鉱 0.5%)

5 カミングトン角閃石斜方輝石トナール岩質混成岩(石英 22.8%, 斜長石 43.4%, 黒雲母 14.5%, 斜方輝石 13.2%, カミングトン角閃石, 淡緑色角閃石 5.4%, 緑色スピネル, 黝簾石, 磁硫鉄鉱, 磁鉄鉱 0.7%)

6 ゲドライト角閃石黒雲母斜長石片状岩(斜長石 35.8%, 黒雲母 27.6%, ゲドライト角閃石, 斜方輝石 7.6% 磁硫鉄鉱, 磁鉄鉱 9%)

7 含ゲドライト角閃石斜長石褐色角閃石片状岩(斜長石 35.6%, 淡緑色角閃石, 淡褐色角閃石, 無色角閃石 54.1%, ゲドライト角閃石, 斜方輝石 0.3%, 磁硫鉄鉱, 磁鉄鉱 10.0%)

第5図の鉱物組成の容量比をみると、トロニエマイト質混成岩は極めて不均質である。又、トロニエマイト質混成岩のなかに捕獲されたようになっているトナール岩質混成岩は、カミングトン角閃石ができていて、更に塩基性捕獲岩に接すると、斜方輝石ができています。捕獲せられた塩基性片状岩は、トロニエマイト質混成岩のなかのものは、角閃岩の様な

第 6 図



1 片麻状塩基性トロノエマイト質混成岩

2 酸性トロノエマイト質混成岩

3 片麻状トロノエマイト質混成岩

4 カミングトン角閃石トナル岩質(片麻岩)

5 カミングトン角閃石斜方輝石トナル岩質(片麻岩)

6 ゲドライト角閃石黒雲母斜長石トナル岩質(片麻岩)

7 カゲドライト角閃石斜長石トナル岩質(片麻岩)

8 斜方輝石褐色角閃石斜長石片状岩

Q…石英, Pl…斜長石, Bt…黒雲母, Cu…カミングトン角閃石, Ge…ゲドライト
角閃石, またはカミングトン角閃石, MtPyr…磁鉄鉱, 磁硫鉄鉱
斜方輝石, MtPyr…磁鉄鉱, 磁硫鉄鉱

- 1 片麻状塩基性トロンエヤイト質混成岩、
ミノアト角閃石トナル岩質混成岩、
石黒安山斜長石片状岩、
- 2 酸性トロンエヤイト質混成岩、
5 カミノアト角閃石片状岩、
1 角閃石斜長石褐色角閃石片状岩、
- 3 片麻状トロンエヤイト質混成岩、
ナル岩質混成岩、
- 4 角閃石片状岩、
6 含グアイト角閃石片状岩、
8 斜方輝石褐色角閃石斜長石片状岩

[illegible]

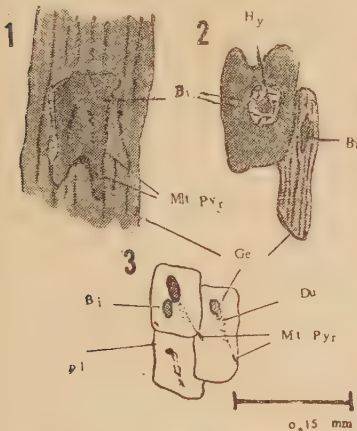
細粒な岩石であるが、トナール岩質混成岩の中の岩石は斜方輝石の不安定な岩石と安定な岩石があって、一つは含ゲドライト角閃石斜長石褐色角閃石片状岩（この岩石の周辺部は）

ゲドライト角閃石黒雲母斜長石片状岩) で他の一つは斜方輝石褐色角閃石斜長石片状岩である。第3図, 第4図に示した如く, 前者の周囲は斜方輝石をもつトナール岩質混成岩に包囲されているが, 後者は, 前者と同じく斜方輝石をもったトナール岩質混成岩に接するか, または, トナール岩質混成岩に続いて捕獲岩の片理に沿って, 主に斜方輝石と斜長石より成る粗粒な片麻状の岩石が生成されている。

このトナール岩質混成岩中の捕獲岩の造岩鉱物を述べる (第7図, 第8図)。

第7図は捕獲岩の周辺部の造岩鉱物の性状を示した。

第7図 ゲドライト角閃石 黒雲母斜長石片状岩の顕微鏡スケッチ

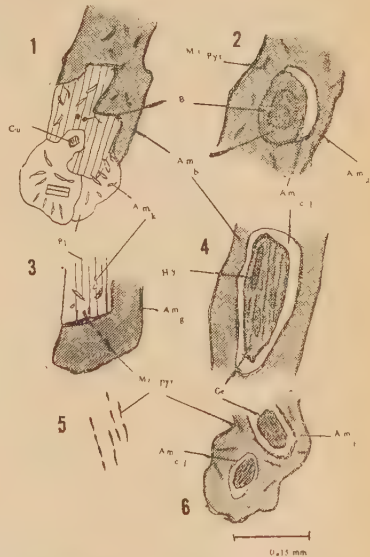


Pl...斜長石, Du...汚濁した斜長石
Bi...黒雲母, Ge...ゲドライト角閃石,
Hy...斜方輝石

第7図の1, 2に見られる如く, ゲドライト角閃石 (カミングトン角閃石になっている場合もある。以下同じ) は, その中に粒状化した黒雲母を包みこみ, 第7図の3はこのような粒状化した黒雲母, ゲドライ

ト角閃石は斜長石の中に包みこまれている。また, これらの鉄鉱上鉱物の粒状化した部分には, 磁硫鉄鉱, 磁鉄鉱が密接な関係をもって配列している。これらの磁硫鉄鉱, 磁鉄鉱は第7図の1に見られる如く, 黒雲母の周囲にならび, 黒雲母が粒状化してゆく途中で黒雲母から排出された如くなっている。一方, 斜方輝石の内部にも, 粒状化した黒雲母が見られる。

第8図 含ゲドライト角閃石斜長石褐色角閃石片状岩



Pl...斜長石, Bi...黒雲母, Ge...ゲドライト角閃石, Am_g...淡緑色角閃石, Am_{cl}...無色角閃石, Am_h...淡褐色角閃石, Am_k...ケレファイト角閃石, Hy...斜方輝石, MtPyr...磁硫鉄鉱, 磁鉄鉱

以上の事から, 捕獲岩の最外側にあるゲドライト角閃石黒雲母斜長石片状岩の, 斜方輝

石、ゲドライト角閃石は黒雲母の粒状化に次いで生成せられたものと考えられる。また、磁硫鉄鉱、磁鉄鉱は鉄苦土鉱物（特に黒雲母）が消失してあとに残つたものと考えられる。すなわち黒雲母が相当に、濃集して後に、黒雲母の粒状化とともに、斜方輝石、ゲドライト角閃石が生成せられたものと見られる。

第8図は捕獲岩の中核部の含ゲドライト角閃石斜長石褐色角閃石片状岩の造岩鉱物の性状を示した。第8図の2, 4, 6の如く、黒雲母、褐色角閃石、無色角閃石、緑色角閃石の順序か、斜方輝石、ゲドライト角閃石、無色角閃石、褐色角閃石の順で生成せられた事を示している。褐色角閃石が粒状化した黒雲母をその中に包みこんでいることは、第7図の現象を考慮にいと、捕獲岩の中心部の各種の鉄苦土鉱物も、先に黒雲母があつて、これが粒状化、消散して生成せられたものと考えられる。又黒雲母の消散した事実は第8図の5に見られる如く、黒雲母の形をわずかに残した磁硫鉄鉱、磁鉄鉱の配列状態と第8図の2, 6に見られる如く、散点して粒状化した磁硫鉄鉱、磁鉄鉱の多量に見られることによって推定される。したがって捕獲岩の中心部においても黒雲母が多量に消散したことを示している。これに応じて斜長石が塩基性になっている。この斜長石の塩基性になっていることと角閃石が生成されることは密接に関連しているものと思われる。

第8図の1, 3は斜長石及び褐色角閃石の中に無方向に散点するケレファイト角閃石を示した。このようなケレファイト角閃石は、鉄苦土鉱物（主に黒雲母）のあつた部分に、斜長石がその位置を占めるようになって、生成せられるもののようである。

以上に述べた造岩鉱物の性状によって、この塩基性捕獲岩は、いちじるしく黒雲母の濃集したホルンフェルス質岩石*が爾後の変成作用をうけて、黒雲母が消散して片状となり、各種の鉄苦土鉱物が生成せられたもの^{1), 2), 3)}から由来したもので、これらの岩石が更に機械的な運動によって、破砕片になり、捕獲岩の周辺部は周囲のトナール岩質岩石に応じて、黒雲母が未だ消散せずに残って捕獲岩の周辺相をつくつていているものと考えられる。

捕獲岩の周辺相の周りにあるカミングトン角閃石トナール岩質混成岩には捕獲岩の周辺部に見られる現象とよく似た造岩鉱物の相互関係及びその安定の度合を見ることが出来る。第9図にそれを示した。

第9図の1は斜長石と鉄苦土鉱物の関係を示し、第7図の3に似た関係をもっていることを示した。ここではゲドライト角閃石が生ぜず、カミングトン角閃石となっている。第9図の2は黒雲母がやや粒状化されて、その部分に磁硫鉄鉱、磁鉄鉱を排出している。第9図の3は黝簾石と黒雲母との関係を示した。

以上に述べた捕獲岩及びそのすぐ周りのトナール岩質混成岩の性状によって、トナール岩質混成岩の中の塩基性捕獲岩は、黒雲母の濃集した細粒ホルンフェルス質岩石が変成作用をうけて、諸種の鉄苦土鉱物ができ片状構造を示し、破砕されて、トナール岩質混成岩の中に捕獲せられたようになったもので、これらの変成作用は捕獲せられる連続き、次第に

1) Winchell A. N. ; Elements of optical mineralogy, 376, 1951

2) Grooves A. W. ; Q. J. G. S., 91, 150~207, 1935

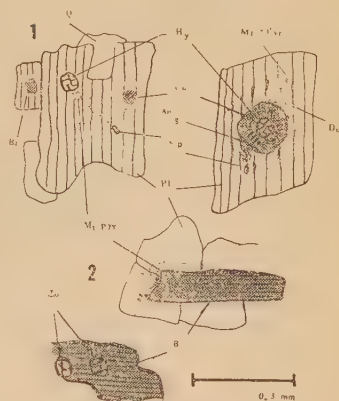
3) 舟橋三男 (1948) ; 前出

* 口高変成帯南部ではこのような岩石がしばしば観察される。詳細については別の機会に述べる。

条件が低下して、黒雲母が安定な条件となつて、周囲のトロニエマイト質混成岩やトナール岩質混成岩がその位置を占めたものと考えられる。併しトロニエマイト質混成岩とその捕獲岩の造岩鉱物との間には、不連続の点が多いことは注意すべき事である。云いかえると、塩基性捕獲岩を生成したような高変成条件にすぐ続く低い変成条件はトナール岩質混成岩を生ずるような条件であつて、トロニエマイト質混成岩を生ずるような条件ではないということである。

上に述べた岩石の外の捕獲岩も、すべて、斜方輝石の安定の度合の差異はあるが、何れも、いちじるしく黒雲母の消散した証拠をあげることが出来る。斜方輝石ができているか否かは主に捕獲岩になる前の変成条件と捕獲した岩石のもつ条件によって決定せられるものと思われる。トロニエマイト質混成岩の中の捕獲岩は斜方輝石が見られることが少く、所謂角閃岩の様な岩石であるが、トナール岩質混成岩の中の捕獲岩は比較的斜方輝石が安定な捕獲岩となつている。いづれにしても、この地域の塩基性捕獲岩は捕獲せられる前に一部の岩石は輝石ホルンフェルス相にまで達した変成作用¹⁾うけて生成されたことを示している。

第9図 カミングトン角閃石斜方輝石トナール岩質混成岩の顕微鏡スケッチ



Q…石英, Pl…斜長石, Du…汚濁した斜長石, Bi…黒雲母, Cu…カミングトン角閃石, Amg…淡緑色角閃石, Hy…斜方輝石, Zo…黝簾石, Sp…緑色スピネル, MtPyr…磁鉄鉱, 磁硫鉄鉱

V 結 語

1. 日高変成帯南部の幌満川中流にはトロニエマイト質混成岩又は、トナール岩質混成岩の中に岩質を異にした塩基性捕獲岩が見られる。
2. これらの捕獲岩は捕獲せられる以前に既に変成作用をうけ、その作用の条件の異同と捕獲する岩石の条件によって、それぞれの岩質を示している。
3. 塩基性捕獲岩の起原は黒雲母の濃集したホルンフェルス質の岩石である。
4. 上に述べた変成作用は一種の塩基性化作用といわれるべきもので、日高変成帯の南部の変成作用の比較的初期におこつたものと考えられる。ここでは黒雲母石英斜長石片麻岩、トナール岩質混成岩、トロニエマイト質混成岩の生成される以前に完了し、ホルンフェルスの生成と同時に又はそれ以後のものである。

1) 舟橋三男 (1948) : 前出

山形県田澤地域の新第三紀火山岩*

Neogene volcanic rocks of Tazawa districts, Yamagata
Prefecture.

今 田 正 (Tadashi Konda)**

Abstract : Tazawa district here mentioned is situated at the central part of the Dewa Mountains between the Shonai and Mogami oil fields, Yamagata Prefecture. According to the present writer's study from 1950 to 1955 the district is characterized by the frequent volcanic activities which occurred in the Neogene and are represented by flows, pyroclastics, dykes and sills.

The Neogene Tertiary of the district is divided into the Tazawa, Tateyama, Kusanagi and Kitamata formations from lower to upper.

The sequence of the volcanic activities in the district is traced as follows.

1st. stage. Submarine eruption and explosion of tholeiitic basalt ($\text{SiO}_2 = 47.28\% \sim 52.48\%$) in the Tazawa formation. A part of the basalt changes to spilitic character ($\text{NaO}_2 = 3.63\%$) by albitization. The great amount of this basaltic rocks was followed by the formation of geosynclinal character.

2nd. stage. Center eruption of Taizosan andesite, which is augite andesite ($\text{SiO}_2 = 53.72\%$), two pyroxene andesite ($\text{SiO}_2 = 56.12\%$) and hornblende andesite ($\text{SiO}_2 = 58.68\%$). This rocks has petrographical character which is very coarse grain and rich in plagioclase phenocryst. However, at last stage of this activity, it is very fine grain type.

3rd. stage. Intrusion of olivin basalt ($\text{SiO}_2 = 47.28\%$) represented by dykes and sills. Parallel dyke swarm of basalt is restricted in the Tazawa and Tateyama formations and sills occur only in the Kusanagi formation. At the later stage the rocks changes to doleritic character.

4th. stage. Subordinate acidic tuff explosion is broadly traced in this area. This tuff is liparitic pumice, and thinly bedded in the boundary of the Kusanagi and Kitamata formations.

1 緒 言

本文の田沢地域は 庄内油田 (裏日本油田) 及び 最上油田 (内陸油田) の中間部に位置し、今油層下部の地質として多くの問題を含み、既に数多くの調査が行われてきた。即ち古くは村山賢一氏の図幅調査¹⁾があり、最近では加藤磐雄氏等に依る総合調査²⁾及び帝石の調査³⁾が行われた。その結果、著しい連続性をしめす硬質泥岩は草薙層と呼称され、そ

* 日本地質学会総会 (昭 30 年 4 月) にて発表。

** 山形大学文理学部

1) 村山賢一；酒田地質説明書，地質調査所，昭 9

2) 加藤磐雄；岩鉱 35, 151, 昭. 26

3) 細井弘等による社内報告。

の下位に位置する緑色凝灰岩層は金山層又は青沢層と呼ばれ岩相対比上より、略台島層に對比されて来た。然し上位の草薙層との関係、又は化石の未発見などの層位学的吟味も行われず多くの問題が残されていた。筆者はこの緑色凝灰岩層を二分し、田沢層及び植山川層と呼称した。その中で田沢層は膨大な量の玄武岩質火山活動の産物で、他地域の之に相当する地層の火山活動と比較すると、著しい対照がみられる。即ち出羽丘陵及び中央脊梁山脈に於いて、台島層（広義の）中に玄武岩の多く認められるのは秋田市東方地域¹⁾と本報文の田沢のみである。一般に古い時代の地向斜堆積の初期火成活動として spilite 質玄武岩の発達するのは本邦のみならず、諸外国で確認されている。

田沢玄武岩類も堆積盆地縁辺の火山活動とは異なる独自の内容と性格をもつと考え、その地質及び岩石学的性質を報告する次第である。

この研究には小倉勉教授、石川俊夫教授に種々御指導戴き、鈴木醇教授に spilite について御教示いただいた。化石鑑定は浅野清教授、小高民夫氏によって行われた。ここに明記し深謝する次第である。

2 地 質

当該地域は、酒田市東方約 10 軒に位置し、五万分の一地形図“大沢”図幅の南西部を占める。尚当地は新第三紀層よりなり、岩相区分として上部より北俣層、草薙層、植山川層、田沢層、に分けられる。植山川層及び田沢層は加藤磐雄氏の金山層に当る。筆者は岩相及び化石内容より金山層を細分した。次に各層の内容を述べる。

田沢層 本層は中の股川、植山川、田沢川、小林川、の上流地帯に分布し、出羽丘陵の脊梁を構成している。岩質は玄武岩質集塊岩、集塊熔岩及び同質凝灰角礫岩、砂岩よりなる。凝灰角礫岩は濃緑色を呈し不明瞭な深い層理を示す。砂岩と互層する場合が多い。本層は比較的厚く層厚は 600 米 である。下限は現在の調査では不明である。上限は胚藏山安山岩で、その上に特有の礫岩がのる。本層中部の凝灰質砂岩に動物化石²⁾ が散在的に比較的多く含まれる。

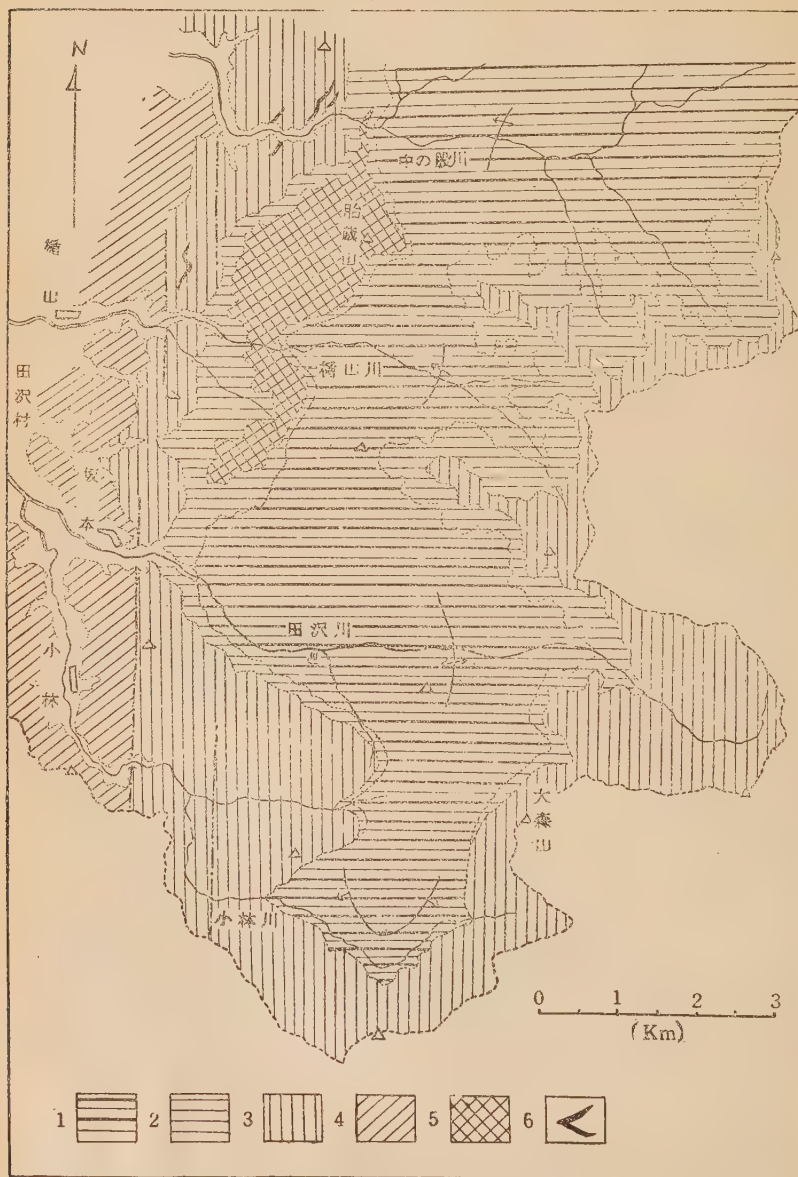
植山川層 植山川上流で植山部落東方約 1 軒の川沿いに標式的に露出する。本層は礫岩、砂岩の互層、及び凝灰角礫岩より構成され、又熔岩を伴う。本層の特徴は礫岩で、礫は掌大より人頭大までの水磨された円礫である。礫種は胚藏山安山岩類源のものが主で、他に下部層（田沢層）起源の玄武岩細礫が混在する。充填物は帯緑色凝灰質物質である。尚礫岩は 15 種～2 米層厚の薄層の場合と、5 米～15 米層厚のものがある。一般に成層状態明瞭である。次に当礫岩は胚藏山安山岩類の分布の周辺に著しく発達し、離れるに従い、礫は散点状に入り、上下の堆積岩は淡緑色泥岩が優勢になる。該礫岩と似た礫岩は隣接地の須郷田層中の礫岩にも上述と同様の性格があり、礫岩を境としての、不整合及び整合の問題に関係し、ひいては地層の分化に関連して来るものである。本層の砂岩、礫岩に比較的

1) 井上武他；地質雑誌，60，昭. 29

2) 次の化石が含まれる。個体数は少いが多産す。

Chlamys cf. cosibaensis Yokohama. *Patinopeccen paraplebejus* Nomura & Hatai. *Cardium sp.* *Calista sp.* *Mytilus sp.* *Balanus sp.* *Bryozoa*

第1図 田沢地域地質図



1. 田沢層 2. 楯山川層 3. 草薙層 4. 北俣層 5. 胎蔵山安山岩類 6. 粗粒玄武岩岩床

豊富に動物化石¹⁾が含まれるが個体数が少ない。本層の下限は最下部の礫岩におかれ、上限は緑色細粒砂岩におかれる。尚層厚は150米乃至250米+である。

草薙層 本層は加藤繁雄氏²⁾により標式地を最上峽草薙部落(本報文調査地域の南方約2軒)にとり、かく呼称されたものである。構成岩は石灰質団球を含む縞状硬質泥岩で、標式地より田沢地域まで、同一岩相で追跡されるものである。尚岩相を詳細に述べれば、土層は暗灰色又は茶褐色の硬質泥岩及び珉質泥岩で、層厚3~5糎又は10糎=の極めて明瞭な縞状互層である。下部には淡青色細粒砂岩(1米~5米の層厚)を2枚又は数枚伴い最下部は緑色砂岩をもつて急激に植山川層に移過する。又中下部には長径10糎大より1米大(最高6.2米)の石灰質団球を含み又石英粒の著しく多い粗粒砂岩の薄層を1枚乃至3枚介在する。本層の上限を決めうる北俣層との接触部は本報文地域にはないが、本層の上部には浮石質凝灰岩又は同質砂礫岩が2~3枚作られる。従つて北俣層とは浮石質凝灰岩又は同質砂礫岩をもつて整合的に移り変ると解される。次に草薙層本来の性質は標式地草薙より、植山川まで同じ岩相で追跡され変らないが、より以北になると本層の略中部に玄武岩質凝灰岩及び同質砂岩が介在し、その下部に粗粒玄武岩の侵入岩床が発達して来る。その程度は北部に行くに従ひ著しくなる。此の現象は出羽丘陵東側の草薙層にも認められる。即ち草薙層の中に下部層と同質の地層が伴われると云う点であり、草薙層と下部層の層位学的関係又は広義の東北日本に於ける女川階の地層内容及び火山岩活動の内容に大きく関係してくるものである。池部穂氏³⁾は同地田沢及び青沢の地域では草薙層は緑色凝灰岩層⁴⁾に横変化するという見解を述べた。然しこの問題は筆者の発表した音沢層、和滝層⁵⁾の化石内容をもつ植山川層、田沢層と同一層準で異相関係にあるか否かの吟味によって解決されると思う。本層には魚鱗、ウニ骨針、が普遍的に含まれる。次に層厚は断層によって断続するため正確に全層厚決定は難しいが植山川で420米の層厚を有す。

北俣層 本層は主として無層理暗灰色乃至黒色泥岩より構成される。下部は黒色泥岩と硬質泥岩との厚層の互層を示す。又比較的下部に浮石質凝灰岩が伴われる。中部及び上部は無層理黒色泥岩であるが、小林川中流地域では砂岩が著しく作はれる。即ち、厚層35糎~45糎の淡青色細粒砂岩と暗灰色泥岩の薄層(10糎+)の互層が30米乃至40米層厚の一部層を形成している。本層の上限は植山部落及び西の沢⁶⁾に於いて浮石質凝灰岩(層厚80糎~30糎)を境として上部層に移り整合関係で変る。下限は浮石質砂岩を以て草薙層に接する。尚本層の中下部の砂岩に小型動物化石を多産するが保存不良である。本層の層厚は小林川流域で550米+と測定された。

上述の如く田沢地域には下位より田沢層、植山川層、草薙層、北俣層の各層が認められる。各層の境界はいづれも整合関係で全層厚1820米である。特に田沢層は当地の出羽丘陵の中核部を占め、大局的に背斜構造の中心に当り、東西の両翼に上位の各層が連続的に整

1) 次の化石を含む。 *Chlamys cf. iwahiana* Yokoyama. *Patinopekten paraplebejus* Nomura & Hatai. *Mitra sp.*

2) 前出

3) 池部穂；地質雑誌 60, 286, 昭 29.

4) 筆者の田沢層、植山川層に当る。

5) 今田正；岩畧, 38 昭. 29.

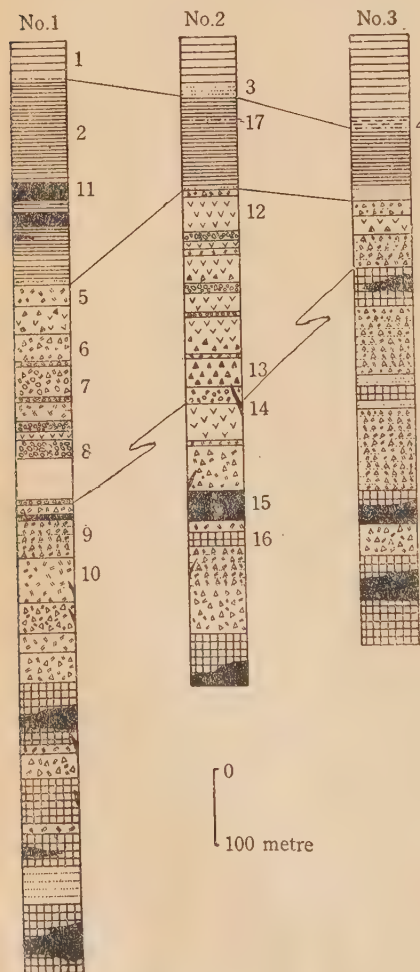
6) 本報文地域外

合に重る。次に化石内容及び岩相より一応の対比を行えば田沢層、楯山川層は広義の台島層に草薙層は女川層に北俣層は船川層に各々対比される。

3 火山岩の産状

田沢地域における各層に伴われる火山岩及び火山性碎屑岩を、柱状断面図によって示すと第2図の如くである。次に各層に伴われる火山岩の産出状態を示す。

第2図 田沢地域の主要柱状図



1. 黒色泥岩 2. 硬質珪質泥岩
3. 淡緑色砂岩 4. 砂質泥岩
5. 緑色凝灰岩 6. 緑色凝灰角礫岩
7. 礫質凝灰角礫岩 8. 礫岩
9. 砂岩凝灰角礫岩互層 10. 砂岩凝灰岩互層
11. 玄武岩及粗粒玄武岩の侵入岩床 12. 安山岩 13. 安山岩質集塊岩
14. 玄武岩岩脈 15. 玄武岩熔岩 16. 玄武岩集塊岩
17. 断層

No 1. 中の段川 No 2. 楯山川
No 3. 田沢川

(1) 田沢層に伴う火山岩 無斑状玄武岩、多斑状安山岩が多い。無斑状玄武岩は熔岩又は集塊岩として産し、層位的に下部に多く、地域的に南部に多い。熔岩流の下盤、上盤は常に集塊状を呈し、集塊岩も部分的に均質な熔岩流を呈する。堆積岩とは明瞭な整層状態を示すが末端部は複雑な形態をなし層理不明瞭な乱堆積を呈する。熔岩流又は集塊岩は比較的厚みを有し、10米～65米の厚さ(層厚とも云える)をもつ。

集塊岩は緑色凝灰角礫岩、同質砂岩と共に常に変化(alteration)を受け濃緑色を呈し、白色細脈が網目状

又は斑点状に散在し、外観鳥糞状を呈する点は著しい産状の特徴と云い得る。白色脈は方解石脈が多いが石英脈もある。熔岩流には白色細脈はないが、集塊岩と共に杏仁状構造をもつ。杏仁孔には方解石、石英、沸石、方沸石、緑泥石が充填されている。多斑状安山岩は

本層の上部に又地域的に胎蔵山の周りに発達する。熔岩流として数枚数えられるもので、胎蔵山を中心として南北4.5軒東西約2.5軒に互り分布し中心噴出 (center eruption) による一火山体の性格をもっている。

(2) 楯山川層に伴われるもの 胎蔵山周辺に於いては (第2図楯山川参照) 下部に多斑状安山岩の溢流が極めて中心的に行われ、その分布は現在の胎蔵山 (728.9m) 山麓に限られる。非常に興味ある点はこの熔岩の上位に著しい量の礫岩が伴われる点である。この礫岩より楯山川層としての地層になるが、これに伴う火山岩は細粒基性安山岩熔岩である。

楯山川流域では4枚 (厚さ5米~25米) 認められる。この熔岩流は胎蔵山体及び胎蔵山裏側では可成厚く、オムロ沢上流では55米、5米、80米、30米の厚さをもち、オオド沢上流では24米、2米、50米、5米の厚さをもち、礫岩と互層状態を示す。尚田沢川では18米 (1枚のみ) 中の股川では3米 (1枚) である。従って楯山川層に伴う安山岩も殆んど前記胎蔵山安山岩類と同一源の火山岩とされ、胎蔵山では比較的厚く、火山活動 (安山岩) の中心と解され、胎蔵山を離れた場合は該安山岩の発達少く、玄武岩質熔岩に置き変わる。この火山岩活動の産状は層位学的にも興味ある問題をもち、火山性礫岩の発生に根本的な解決を与えるものと思わる。火山岩の内容は後述する。

(3) 著しい岩脈群をなすもの 田沢層、楯山川層を切る無数の岩脈群がある。主に中の股川、楯山川、相沢川右岸流域に分布する。第1表及び第3図に示すように、北東の方向性をもつ一連の岩脈群 (dyke swarm) を形成している。

第1表 岩脈の厚さと方向

中の股川	N62°E90° (22)	N70°E75E (86)
N60°E80°E (48)	N40°W80°W (53)	N54°E (75+)
N48°E90° (85)	N65°E90° (30)	相沢川右岸流域
N80°E (50)	N60°E90° (1420)*	N70°E75°E (48)
N40°E80°E (230)	N65°E80°W (370)	N78°E67°E (330)
N62°E90°E (280)	N10°W60°W (50)	N50°E68°W (320)
N80°E (20+)	N80°W (630)	N65°E82°E (25)
N50°E80°W (380)	楯 山 川	N85°E78°E (180)
N20°E70°E (320)	N50°E75°E (30)	N80°E78°E (2850)
N30°E90° (43)	N80°E (25)	N85°E (47)
N42°E70°E (35)	N45°E80°E (210)	N75°W (52)
N52°E (35)	田 沢 川	N30°E60°W (120)

() は岩脈の厚さを示す、単位は糎 * 中心部は粗粒玄武岩になる。

岩脈は一般に幅40糎大の狭い橄欖石玄武岩の simple dyke で、貫入した面は角礫帯とか地層の喰いちがいのみられる所ではなく、裂け目に貫入したもので明瞭な境界面を示している。稀に地層の間隙に滲透乃至充填的に多岐に貫入するものもある。岩脈は接触部に於いては幅数糎の狭い細粒流理状の周辺相が発達する。

第3図 粗粒玄武岩岩床と玄武岩岩脈群の野外地質関係



(I) 楯山川層及び田沢層

(II) 草薙層

図中で (I) の太線は岩脈, (II) の太線は岩床

以上のような産状を示す岩脈は平行岩脈群と解され、田沢層、楯山川層に伴う激烈な火山活動後の比較的静穏な地質環境に於ける fissure filling 型式の火山作用によると思われる。次に貫入時期を明確に決定する事は難しいが、草薙層に伴う進入岩床がこの岩脈群と同質の橄欖石玄武岩である点とその産状分布よりみて、両者同一時期のものとも云い得る。

(4) 草薙層に伴う火山岩 当地では草薙層それ自体が火山岩及び火山性碎屑物の伴わないのが特徴である。しかしこの特徴は標式地草薙より本報文の楯山川までで、より北部は橄欖石粗粒玄武岩の進入岩床を伴ってくる。この岩床は主に中の股川流域にのみ多く露出し厚さ18米+, 5米+, 26米, 8米の4岩体がある。硬質泥岩の層理に平行に進入し、泥岩の接触部は特に杏仁を多く含む細粒質橄欖石玄武岩(幅1米)になる。産状として特に注目されるのは、田沢層、楯山川層を切る橄欖石玄武岩の平行岩脈群の最も発達する岩脈群の貫入方向の延長にのみ上記岩床が産出する点である。(第3図参照) 従って以上の点と、橄欖石を含む玄武岩は当地域では上記岩脈及岩床である点を考えると両者は同一時期、同一岩漿源の玄武岩であるが、噴出位置の相違即ち泥岩相と凝灰岩層のために、岩脈及び岩床の産状を異にするに至ったと解される。玄武岩の噴出機構上興味ある問題である。

(5) 北俣層に伴うもの 当地域内では火山岩は殆んど認められないのが特徴である。

4 岩 石 記 載

当地域の火山岩は玄武岩を主とするが、安山岩も特徴的に含まれる。次に各層に伴われる主要火山岩の鏡下の観察及び化学分析値をあげる。

(1) 橄欖石玄武岩 (T. K. 5459, 23), $\text{SiO}_2=47.28\%$ 。岩脈群をなすものの大部分は本岩に属す。本岩は極めて完品質で間粒組織を示す。然し斑晶状に橄欖石及び斜長石が含まれるため、斑状組織の性格も具えている特徴がある。主成分鉱物は橄欖石、普通輝石、斜長石、磁鉄鉱であり、二次生成鉱物として緑色鉱物(恐らく緑泥石の一種)と少量の針状沸灰石、沸石様鉱物が含まれる。橄欖石は長径0.8~1.20 珎大の自形性の強い鉱物で斑晶状をなして含まれる。殆んど緑色鉱物に変わっているが、結晶形態劈開の入り方よ

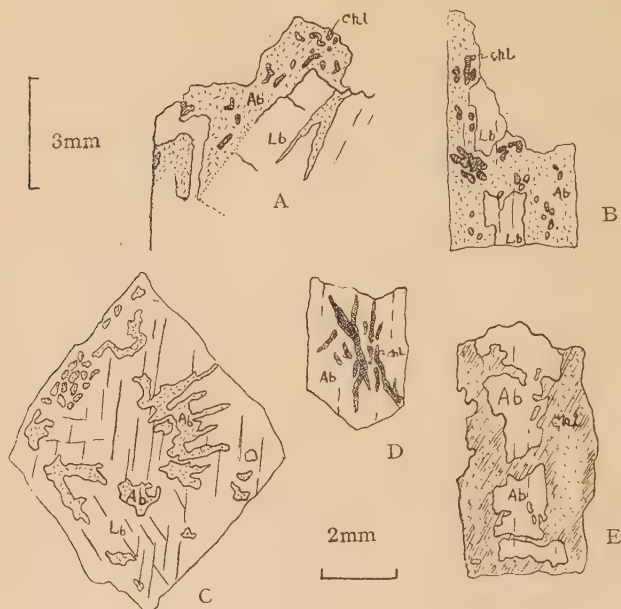
り橄欖石と明瞭に推定出来る。斜長石は長径 $0.6 \sim 1.1$ 耗大の斑晶鉱物と 0.2 耗大の石基鉱物が含まれる。斑晶斜長石は短柱状又は聚斑状を呈す。量的には少ないが、橄欖石玄武岩に斜長石が斑晶として含まれる特徴がある。石基斜長石は長柱状 (短冊状) の形を示す。従って、粒度、形態上 2 種の斜長石が存在するが、光学的性質は $n_D = 1.559 \sim 1.565$ でいづれも同じて、成分差はない。即ち $An_{58} \sim An_{70}$ の曹灰長石である。普通輝石は 0.1 耗大の自形又は他形を示す。斜長石と subophitic texture を示して組合い、又は間隙を充填して含まれる。尚緑色鉱物は構成鉱物の間隙を充し填間玻璃の性格で含まれる。尚第 2 表化学分析値によると SiO_2 、 Al_2O_3 が比較的多く、 TiO_2 、 MgO が少ない型の橄欖石玄武岩である。

(2) 斑状玄武岩 (T. K. 54821, 3) $SiO_2 = 47.94\%$ 、田沢層に伴う熔岩流、無斑状細粒玄武岩の次に量的に多い。本岩は均質な岩質を示すが、熔岩としての上盤、下盤は杏仁構造をもつ。中心部の岩体では、鏡下で斑状組織がみられる。石基は完晶質で一般に填間組織をもち、更に普通輝石の多いときは粒状組織になる。主成分鉱物は斜長石、普通輝石、磁鉄鉱である。斜長石の斑晶は $0.8 \sim 1.1$ 耗大の短柱状斜長石で $n_D = 1.562$ 、 An_{64} の曹灰長石である。累帯構造は殆んどなく又虫喰状 (skeleton like) の形態もない。石基の斜長石は短柱状で $0.1 \sim 0.4$ 耗大の粒度を示し、斑晶に比し小さい。 $n_D = 1.557$ 、 An_{53} の曹灰長石である。普通輝石は斑晶状のもの (0.5 耗大) と石基を構成するもの (0.1 耗大) がある。特に本岩は石基に普通輝石が多量に含まれ粒状組織がみられる。尚二次的鉱物として、緑泥石、石英、沸石が各鉱物の間隙を充填して含まれる。本岩は斑状組織 (斑晶と石基の成分差少い) を持ち、安山岩に近い性質をもつが、石基は著しく完晶質で化学成分上 (第 2 表参照) より玄武岩に属するものである。以上の内容をもつものは斑状玄武岩と云える。

(3) スピライト質玄武岩 (T. K. 5559, 22) $SiO_2 = 48.96\%$ 、本岩は田沢層の中の火山岩で最も量的に多く、その中で特に spilitized した岩石である。一般に無斑状細粒質で杏仁構造をしめす。

斑状組織をもち石基は完晶質で填間組織をしめす。石基鉱物の間隙には玻璃も認められるが普通は二次生成鉱物としての石英、沸石、緑泥石が多い。主要構成鉱物は斜長石、普通輝石、磁鉄鉱である。斑晶は殆んど斜長石で稀に普通輝石が含まれる。斑晶斜長石は石基に比し著しく短柱状で ($0.6 \sim 1.1$ 耗大)、 $n_D = 1.558$ 、 An_{55} の曹灰長石である。石基斜長石は $0.2 \sim 0.5$ 耗大短冊状のものである。両斜長石は常に albite 化している。(第 4 図参照) 曹灰長石の albite 化した部分は図に示すように、緑泥石の微粒鉱物を伴い、一見して汚濁した外観を呈す。著しいのは原曹灰長石の仮像を示すが、第 4 図 C のように虫喰い状に albite 化し原鉱物を残存する。このとき曹灰長石の双晶は albite になると、変わった部分では双晶は消滅する。尚石基斜長石は斑晶より更に albitization 著しく殆んど albite になり、その albite 自体新鮮な albite twin を示す。普通輝石は一般に 0.2 耗大の粒状結晶として含まれる。尚本岩は (一般的に) 二次生成鉱物が多く変質した内容をもつ。二次鉱物としては杏仁状のもの、鏡下に観察し得る微小なものがある。杏仁は $1 \sim 5$ 耗大球形のもの最も多く、大形のは長径 $1 \sim 8$ 耗大で楕円形、棒状、扁豆状をしめす。杏仁は方解石、沸石 (及び方沸石)、石英、緑泥石が主である。その中沸石、方解石が最も多い、又 quartz は空洞に晶出するのが多い。尚本岩の化学分析値は Na_2O 多

第4図 spilitic basalt 中の albite の現出状態



chl... chlorite Ab... albite Lb... labradorite

2mm 縮尺は A, B, D, E に適用, 3mm縮尺は C に適用す。

く A. K. Wells の spilitite 平均値に略近い。

(4) 無斑状玄武岩 (T. K. 541030, 15) $\text{SiO}_2 = 52.48\%$ 。本岩も前記スピライト質玄武岩と同様に田沢層に含まれる火山岩の代表的な岩石である。細粒緻密質で鏡下では明瞭な填間組織をしめす。主要構成鉱物は斜長石、普通輝石、磁鉄鉱である。斜長石は長径 0.2~0.6 耗大の短柱~長柱状結晶で比較的均質な粒度をもつ。成分は $n_1D = 1.560$, An_{62} の曹灰長石である。累帯構造は全くないが屢々 albite 化している。次に填間組織の間隙を充す鉱物としては、石英、沸石、緑泥石及び褐色又は緑色玻璃である。然し石英は微脈状として含まれる場合もあり、沸石及び緑泥石は杏仁としても含まれる。即ち広義の alteration を受けている。そのために SiO_2 が比較的多く示されると考えられる。

(5) 普通輝石安山岩 (T. K. 54108, 6) $\text{SiO}_2 = 53.72\%$ 。外観黒色を呈し、玄武岩と同じである。鏡下では明瞭な斑状組織を示し、石基も比較的完品質である。一般に玄武岩質安山岩と云われた岩石に近い。構成鉱物は普通輝石、斜長石、磁鉄鉱である。斑晶としては斜長石、普通輝石であるがその量は少ない。斑晶斜長石は短柱状で長径 0.62~2.15 耗大で自形性強く屢々普通輝石と聚斑晶構造を示す。又著しい累帯構造もみられるが成分は $n_1D = 1.558$, An_{59} の曹灰長石である。普通輝石は 0.8~1.26 耗大の自形性短柱状結

晶である。石基は比較的完晶質で填間組織を示す。石基には普通輝石、斜長石、磁鉄鉱及び石英が認められる。斜長石は 0.3 耗大長柱状結晶で $n_1D=1.550$, An_{45} の中性長石である。填間組織の間隙を充す鉱物は、玻璃、石英、放射状沸石、及び緑泥石である。又燐灰石の針状結晶が多く含まれる。本岩は構成鉱物及び組織よりは前記玄武岩に近い性質を示すが、斑晶と石基の間に粒度及び成分上、明瞭な差がみとめられ、基性の安山岩に属するものである。

(6) 複輝石安山岩 (T. K. 54910, 1) $SiO_2=56.12\%$ 。胎藏山安山岩類の一員で、肉眼では一見玄武岩に似た黒色緻密な岩石である。鏡下では著しく粗粒多斑晶質で明な斑状組織をもつ。斑晶としては普通輝石、紫蘇輝石、斜長石及び磁鉄鉱を含む。斜長石は 4~8 耗大短柱状結晶で、 $n_1D=1.560$, An_{60} の曹灰長石である。一般に累帯構造著しい。紫蘇輝石普通輝石は、略等量含まれ比較的多い。石基は毛氈状組織をしめし、普通輝石、紫蘇輝石、斜長石、磁鉄鉱及び玻璃よりなる。斜長石は 0.1 耗大、長柱状結晶で $n_1D=1.547$, An_8 の中性長石である。普通輝石、紫蘇輝石は共に長柱状を示すが、粒状結晶として充填状に含まれるものも多い。

(7) 角閃石安山岩 (T. K. 541030, 11) $SiO_2=58.68\%$ 。胎藏山安山岩類の中で、もっとも特徴的な岩石で、外観黝黒色を呈するが常に変化し帯緑青色を呈する。屢々角閃石(稀に斜長石)の巨晶を含むのが特徴で著しく粗粒の多斑晶質安山岩である。角閃石巨晶は 8×36 耗大である。鏡下では斑状組織を示し、斑晶として、普通輝石、角閃石、斜長石が含まれる。紫蘇輝石は含まれる場合と全く含まれない場合がある。角閃石は非常に稀である。斜長石は 5.0~1.5 耗大で $n_1D=1.558$, An_{18} の曹灰長石である。累帯構造著し

第 2 表 Chemical compositions of volcanic rocks from
Tazawa district

	1	2	3	4	5
SiO_2	47.28	47.94	48.96	59.92	46.01
Al_2O_3	17.40	17.80	16.43	14.70	15.21
Fe_2O_3	3.22	3.36	3.61	4.92	1.35
FeO	6.87	7.96	4.04	3.25	8.69
MgO	6.43	5.84	4.12	5.12	4.18
CaO	10.96	9.74	8.72	5.20	8.64
Na_2O	1.46	2.34	3.63	4.36	4.97
K_2O	0.10	0.22	0.18	0.60	0.34
$H_2O(+)$	1.69	1.68	2.68	1.26	2.48
$H_2O(-)$	3.86	2.38	4.30	1.02	—
TiO_2	0.39	0.50	0.25	0.30	2.21
CO_2	—	—	—	—	4.98
P_2O_5	0.11	0.24	0.15	0.20	0.61
MnO	0.01	0.07	0.06	0.02	0.33
Total	99.98	99.06	96.13	100.87	100.00

1. Olivine basalt (T. K. 5559, 23)
2. Basalt (T. K. 54821, 3)
3. Spilitic basalt (T. K. 5559, 22)
4. Two pyroxene andesite (T. K. 54910, 1)
5. Average spilite, according to A. K. Wells, (Geol. Mag. vol. 60, 1923.)

く、普通輝石、磷灰石を包裹し聚斑晶構造を示す。普通輝石は 0.4~0.9 耗大自形結晶として多く含まれる。尚巨晶角閃石は X' =帯褐色、 Z' =黒褐色の多色性をもち brown hornblende に近い。石基は毛氈状組織を呈す。構成鉱物は斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、磁鉄鉱である。斜長石は 0.1~0.2 耗大長柱状結晶で $n_1D=1.548$, An_{40} の中性長石である。普通輝石及び紫蘇輝石は長柱状又は粒状結晶として多く含まれる。尚汚濁状玻璃が、多く石基鉱物の間隙を充填する。尚本岩類が変化(浅熱水液の影響かと思われる)した場合は二次生成の石英微粒結晶が微脈状又は充填状に発達し、その他緑泥石沸石を伴ってくる。その場合の 1 例として $SiO_2=60.58\%$ で硅酸量が分析値に多くでる。

5 岩石学的特性

いままでに記載した資料に基づいて、先づ当地域の火山岩活動の経緯を示すと、第 2 図に示すようになる。次にこの図に示された火山岩活動時の地質環境及び地質構造上の背景を考慮し岩石学的特性をのべる。

1 期火山岩活動(田沢層が主で一部楯山川層に互る)この期に属す火山岩は田沢層として一括されるもので、広範に亘り又数度に繰返されたにも拘らず均質な岩相を示し、火山岩活動としての一単位を構成する。火山岩は殆んど無斑状細粒玄武岩で一部に斑状玄武岩が介在する。これら玄武岩は記載 (2), (3), (4), の構成鉱物の内容及び化学分析値 (2) よりみて Scotland の tholeiite¹⁾ に類似し tholeiitic basalt と解し得る。然るに熔岩の中心部を除き、又は全部が杏仁構造発達し、特に田沢層下部のものが、記載 (3) 分析値 3 に示すように spilitization を受けている。更にこれら熔岩集塊岩に相前後して explosion product として介在する角礫質凝灰岩も全く同質の火山岩源であり、然も白色乃至乳白色細脈又は斑点状脈に貫かれ、外観鳥糞状を呈する点も、独自の変化(又はいわゆる green tuft の変質)として注目に値する。最後にこの膨大な玄武岩の活動は草薙層より初まる地向斜的堆積層の堆積前の初期火成活動として存在する点に大きな意義が求められる。尚現在の調査段階で、出羽丘陵に沿う裏日本油田層の下部に普遍的に同様の資料が採集されている。

2 期火山岩活動(楯山川層が主で一部田沢層に及ぶ)前記玄武岩類の広範な分布に比し、局所的な分布を示すもので、胚蔵山を中心として噴出した安山岩類がこれに属する。尚厳密には 1 期火成活動は広範には即ち楯山川以南、中の股川、楯山川、田沢川の源流地帯即ち出羽丘陵東側地帯では 2 期火山岩活動まで継続し、特に明瞭な pillow lava を示す。2 期火山岩活動は胚蔵山を略中心にして行われた中心噴出型式のもので熔岩溢流及び爆裂の繰返しによって行われた。更に特徴的なのは熔岩溢流に伴い、同源の著しい火山礫の発生である。然もこれを境とし凝灰岩は安山岩質となり、地層区分に用いられている。火山岩は普通輝石安山岩、複輝石安山岩、角閃石安山岩で、いずれも著しく粗粒多斑晶質の岩型をしめしている。記載 (6) (7) がこれに属す。尚この粗粒の安山岩の後に細粒質の普通輝石安山岩、複輝石安山岩が流出している点も興味深いものがある。

3 期火山岩活動(a) 草薙層に進入した粗粒玄武岩岩床は当地の南部にはなく、北部の中の股川にみられる橄欖石粗粒玄武岩及び橄欖石玄武岩の岩床である。これは出羽丘陵地域にみられる泥岩又は硬質泥岩に岩床として発達する粗粒玄武岩の一連のものの一員

1) A. Holmes ; Min. Mag. XII, 1929.

であるが、当地域では、特に後記の岩脈と同一源に属する点が、玄武岩と粗粒玄武岩の実際の一関係（第3図参照）として捉えられるものである。

(b) 平行岩脈群の貫入 田沢層及び梶山川層を切る岩脈がこれに属する。いずれも N 30°~60° E の方向をもつ dyke swarm で顕著な発達を示す。1期及び2期の激しい火山作用の後に fissure filling の型式で静的に貫入したものである。この岩脈はいずれも橄欖石玄武岩で記載 (1) 及び分析値 1 をみるに、Kennedy の olivine basalt magma type¹⁾ より寧ろ F. J. Turner 及び J. Verhoogen の idea による orogenic region の olivine basalt²⁾ に近い。即ち SiO_2 , Al_2O_3 が比較的多く MgO が少い。然し MgO の少いのは橄欖石が殆んど緑泥石に置換されているためである。

7 結 び

東北地方裏日本油田地域に普遍的にみられる硬質頁岩、黒色泥岩としての草薙層、北俣層の地向斜的堆積に先駆する初期火成活動として、玄武岩類の著しい発達がある点をのべその内容を報告した。

北 部 北 上 山 地, 安 家 村 産 の 球 状 閃 緑 岩

Orbicular diorite from Akka, Northern Kitakami Mountainland

島 津 光 夫 (Mitsuo Shimazu)*

Abstract : An orbicular diorite was discovered from Kawaguchi, Akka Village, Iwate Prefecture. This is the first occurrence of orbicular rock from Kitakami Mountainland. The host rock is biotite-hornblende-quartz-diorite, which belongs to the Kawaguchi type of the Tanohata granite. The orbicular rock consists of orbicules and schistose matrix, the latter has similar petrographical properties to the former and gradually merges to the host rock. Most of the orbicules show ovoidal form elongated parallel to the schistosity of the matrix, the boundary between the orbicules and the matrix being sharp. The orbicules consist of plagioclase, green hornblende, brown biotite, and small amounts of quartz and potash feldspar as essential minerals, of magnetite as accessory minerals. Several types of orbicules are observed, though their petrographical features are not so different from each other.

The most typical orbicule consists of four concentric parts, namely nucleus, inner zone, radial zone, and outer zone. The nucleus is medium-grained and dioritic, the inner zone being fine grained and dioritic. The radial zone is characterized by the radial arrangement of plagioclase, while in the outer zone plagioclase and mafic minerals are arranged tangentially.

1) W. Q. Kennedy ; Am. Jour. Sci. **25**, 239, 1933

2) Turner and Verhoogen; Igneous and Metamorphic Petrology, p221, 1951.

* 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

Two kinds of plagioclase are noted. The coarse-grained crystal is so-called mantleblast with calcic core (bytownite-anorthite) and sodic rim (oligoclase-andesine). The fine-grained crystal is granular and occurs often as mosaic aggregates. Twinning after albite-Carlsbad and Carlsbad law is common. In the radial zone, polysynthetic twins after albite or pericline law are combined with Carlsbad twins, showing very complex and interesting feature twinning. It is assumed that the orbicular rock under question is derived from some gabbroic rock by some migmatitic action under the addition of granitic matter, and its concentric structure is formed during the process of metasomatism probably by so-called metamorphic differentiation. At later stage the orbicular rock and the host was deformed under stress condition due to the flow movement of the mass.

I ま え が き

球状岩は、わが国でも、領家帯¹⁾や阿武隈山地²⁾、筑波地方³⁾のものは古くから知られ、最近では、飛騨山地、丹沢山地からも産することが報告され、石岡孝吉の総括によると10箇所の産地があげられている。筆者は昨年岩手県下閉伊郡安家村附近を調査した際、川口附近で球状岩の露頭をみいだした。この球状岩は北上山地では初めてのもののなので、岩石学的性質を記載し、とくに斜長石の性質を調べ、二、三の考察を行つた。

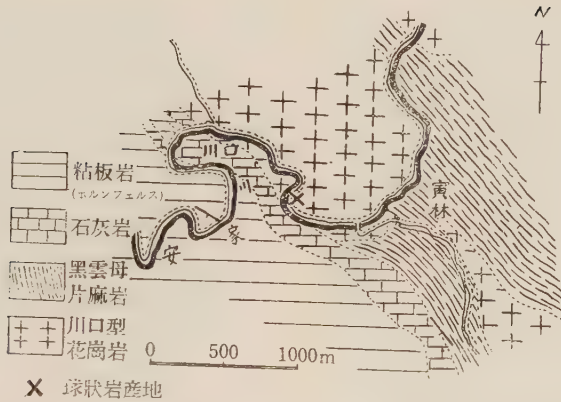
研究にあたっては、石井教授、千藤、植田両助教授および八木教授の御指導を頂いた。又、この研究に要した費用の一部は文部省科学研究費によるものであることを明記する。

II 地質の概略と球状岩の産状

安家村川口附近は、粘板岩、砂岩、石灰岩、チャートおよび輝緑岩からなる堆積岩と、それを貫く花崗岩からなっている。堆積岩は $N30^{\circ}\sim 40^{\circ}W$ の走向で、 $50^{\circ}W$ に傾斜し、みかけ上は単斜構造を示している(第1図)。堆積岩は、花崗岩の熱変成(一部交代作用)によつて、外側から堇青石点紋粘板岩、ホルンフェルス、黒雲母片麻岩に分帯される⁶⁾。田野畑花崗岩⁷⁾は岩相の変化が著しいが、この附近でみられるのは閃雲石英閃緑岩(川口型)で、暗色包含物および斑斕岩の捕獲岩を多く含み、一般に不均質である。流理構造が著しく、川口附近では黒雲母片麻岩、石灰岩に対して整合進入の關係を示している。

- 1) 木下亀城；地学雑，**41**，122，1929
佐藤戈止；地学雑，**42**，236~237，1930
河野義礼；岩碇，**20**，14~25，60~70，1938，**22**，118~129，1939
竹内英雄；岩碇，**22**，75~105，107~123，1939
鹿間時夫；地質雑，**58**，154，1952
- 2) 宮城県伊具郡大鷹沢村大卒塔婆
- 3) 吉木文平；岩碇，**10**，151~157，211~222，1933
- 4) 石岡孝吉；J. Earth Sci., Nagoya Univ., **1**，85~106，1953
諏訪兼位・石岡孝吉・服部仁；地質雑，**61**，365，1955
- 5) 見上敬三；地質雑，**58**，516，1952
- 6) 変成岩については現在研究を継続中。
- 7) 石井清彦，千藤忠昌，植田良夫；岩碇，**39**，177-189，1955。

第1図 安家村附近の地質図



球状岩は川口部落の東方約 500m の新道沿いの露頭にみられる。球状岩を含む部分に、川口型の石英閃緑岩中の幅 1m、延長 3m の部分で、 $138^{\circ}W$, $60^{\circ}S$ の母岩の流理に平行にのびている。その中に含まれる球状岩も楕円体状で、流理面に平行に扁平となっている。球状岩は、いろいろな形のものが散在して、 $1m \times 0.3m$ の露頭面で 20 数々が数えられた。充填岩には、片理の発達した角閃石—黒雲母岩のパッチや集合状の黄鉄鉱を伴い、母岩よりやや不均質である。

III 球状岩の肉眼的性質

球状岩は内核、内帯、放射状帯、外帯からなり、球顆の構造から次の如く分けられる。

I型—放射状帯のあるもの

- a 外帯（切線状帯）のあるもの（I の A）（第 2 図 A, 第 3 図 A）
- b 外帯がなく、中粒閃緑岩質の内核の中心に優白質の部分のあるもの（I の C）（第 2 図 B），それのないもの（I の B）

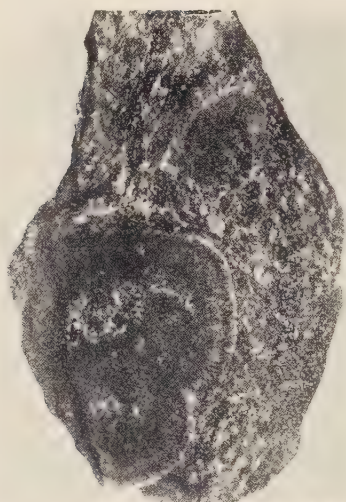
II型—放射状帯のないもの

- a 中粒閃緑岩質の内核のあるもの（II の L）
- b 粗粒優黒質の部分を内核とするもの（II の S'）（第 2 図 A）

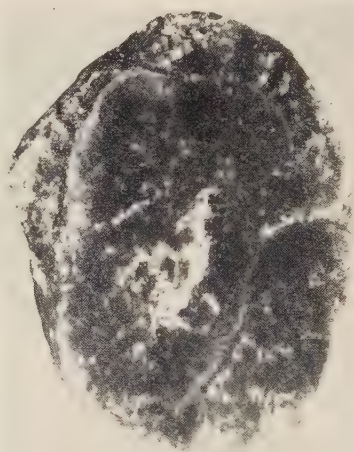
次に各帯のそなわつた代表的な球状岩（I の A）の性質を述べる。長径約 9cm の扁平な楕円体をなし、中粒閃緑岩質の内核と、そのまわりの $1 \sim 1.5cm$ の厚さの細粒閃緑岩質の内帯、 $1.5 \sim 2cm$ の放射状帯、さらに最外側の $0.2 \sim 0.3cm$ の切線状の外帯の 4 つの部分からなっている。内核と内帯は漸移的であるが、放射状帯、外帯は特徴的な斜長石の排列と、優白質な性質によって他の部分とはっきりと区別される。外帯と充填岩の境は劇然としていて、片状黒雲母が、球顆をとりまいて、二次的な片状構造を示している。

IV 球状岩の顕微鏡的性質

主成分鉱物は、斜長石、角閃石、黒雲母で、ほかに石英、カリ長石を伴うものもある。磁鉄鉱、磷灰石などの副成分は少量含まれるにすぎない。容積比、第 4 図に示した。成



第1図 A 球状岩と充填岩の関係
(IのAおよびIIのB) $\times 2/5$



第2図 B 内核と優白質部を含む球状岩
(IのC) $\times 3/4$

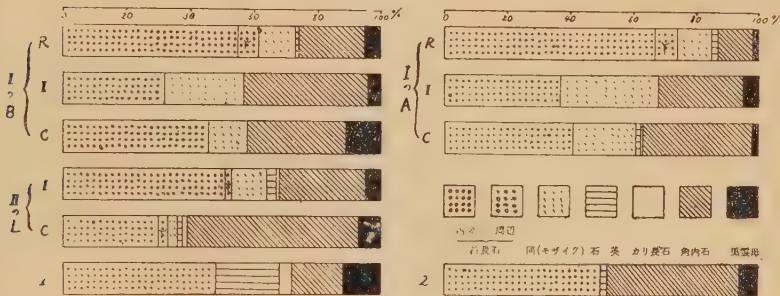


第3図 A 各帯の鏡下での関係
M: 充填岩, O: 外帯 R: 放射帯
I: 内帯 $\times 9$ クロスニコル



第3図 B 放射状帯の斜長石の複雑双晶
 $\times 12$ クロスニコル

第4図 主なる岩石の容積比



I の B, I の A, II の L : 標本番号 1 : 石英閃緑岩 (川口型) 2 : 暗色包含物
(R : 放射状帯, I : 内帯 C : 内核)

分鉱物の光学的性質は、各型を通じて大きなちがいが認められない。以下では各型をまとめて記載する。

1. 内核 斜長石、角閃石、黒雲母が主成分であるが、少量の石英、カリ長石およびごく少量の磁鉄鉱を含んでいるものもある。中粒閃緑岩質組織を示しているが、部分的には粒状の斜長石が寄木状に集合している。斜長石には大きさが二種あって、その一つは、2.5~3mm で大部分が石灰質の核をもち半自形である。他の一つの寄木状の部分の小さな斜長石は、0.1~0.3mm の粒状他形の結晶で、石灰質な核をもつものは少く、大きな結晶を交代している。普通角閃石は、他形ないし半自形で、その大きさは変化に富んでいるが、2~3mm 程度のものが多い。X=淡黄緑色、Z=緑色。 $n_1(110)=1.641$ 、 $n_2(110)=1.672$ 、 $2V\alpha=68$ 。(100)上の双晶がまれに認められ、また中心部に不規則な形にカミングトナイトを含むものがしばしば認められる $2V\alpha=88\sim 93$ 。黒雲母は、角閃石に比べて量が少く、半自形で 1.5mm 以下のものが多い。X=淡黄褐色、Y=Z=褐色、 $\gamma=1.640$ 。石英は粒状で斜長石の間を埋め、カリ長石を伴う場合が多く (I の A, II の L)、波動消光を示している。カリ長石も少量で、他形をなして斜長石の間を埋め、その接触部にはミルメカイトを生じている。微斜長石構造を示すものもみられるが、多くは破碎されて、こまかい割れ目を生じている。I の C にみられる内核の中心の優白質部は、粗粒で、カリ長石、石英からなり、中粒閃緑岩質の部分とは、やや不規則な輪郭で、破碎されたような状態で接している。カリ長石は約 7mm の大きな他形の結晶で、部分的に微斜長石構造が認められるが、大部分はこまかい割れ目を生じ、波動消光を示し、汚れている。石英も破碎状で波動消光を示している。

2 内帯 成分鉱物は内核とほとんど変化がないが細粒である。

3 放射状帯 内核、内帯と似ているが、斜長石の量のはるかに多いことと、カリ長石を含まないことが特徴である。放射状に排列した半自形ないし他形の 3.5~4.5mm の大きな斜長石と、その間を埋める小さな斜長石、角閃石、黒雲母からなっている。放射状の大きな結晶は、角閃石、黒雲母にとりかこまれて、でこぼこした形を示している。くさび状に伸びたものもみられる。まわりに rim 状にソーダ質部分を生じているが、著しく発

達した外套構造を示すものは少い。それ以外の斜長石は、1mm 前後で、半自形～他形をなし、外套状を示すものと、それより小さく、0.5mm 以下で、粒状他形の結晶が寄木状に集合しているものがある。

4 外帯 斜長石が切線方向に排列した部分で、小さな角閃石や片状の黒雲母の結晶も集合状をなして同じ方向に並んでいる。それらの間を埋めて、他形の斜長石、石英が発達し、とくに石英は咬みあって縫合状をなしている。全体的に破碎構造を示し、波動消光するものが多い。放射状帯との境は不規則で、充填岩との境は破碎状を示している。斜長石は、半自形ないし他形で、1.5～2mm で、大部分が外套状を示しているが、石灰質な核の形は、虫くい状のものが多い。双晶は放射状帯にくらべるとやや単純である。角閃石は不規則な形を示し、0.8mm 以下、黒雲母は 0.4mm 以下で片状である。

V 充填岩および母岩

1 充填岩 片状、不均質で、母岩よりやや細粒質である。斜長石、石英、カリ長石および角閃石、雲母からなり、それらの性質は球状岩と良く似ている。斜長石には石灰質な核をもった大きな結晶と、石英およびカリ長石とともに間を埋める小結晶があって、部分的に寄木状組織を示している。角閃石、黒雲母は片状にならんでいる。大きな斜長石の石灰質な核は、球状岩のものよりさらに不規則な形を示し、容積も少く交代作用の進んだことを示している。アルバイトーカールスバッド双晶を主として、ペリクリン双晶の発達が少く、破碎されて、割れ目を緑泥石がうめている。石英は他形、カリ長石は斜長石と接するところにミルメカイトとを生じている。ともに波動消光を示している。角閃石は黄緑色ないし青緑色で他形、黒雲母は小片状で褐色、その他、磁鉄鉱、鱗灰石を含んでいる。

2 母岩 (川口型の石英閃緑岩) 斜長石、角閃石、黒雲母、石英からなり、少量の磁鉄鉱、鱗灰石を含んでいる。石英閃緑岩質で、半自形等粒状組織を示している。斜長石は、自形ないし半自形 1.5～2mm で、球状岩と同じように石灰質な核 (An% 54～62) を持っているが、核の部分が不規則な形をしていること、絹雲母化していることなどの点が違っている。周縁部 (An% 40) は、新鮮で累帯構造が発達している。アルバイトーカールスバッド双晶を主とし、一部にはそれにペリクリン双晶が組合わさっている。石英は、斜長石の間を不規則な形をしてうめ、波動消光を示している。角閃石は、他形でボイキリックに斜長石を含むものが多い。X=黄緑色、Z=青緑色。 $n_1(110)=1.672$, $n_2(110)=1.684$, $2V\alpha=55\sim 57$ 。黒雲母は片状他形、一部はボイキリチックである。X=淡黄褐色、Y=Z=褐色、 $\gamma=1.652$ 。容積比は第4図に示したが、球状岩の内核と比べると、角閃石が少く、黒雲母はやや多く、石英ははるかに多くなっている。

3 暗色包含物 川口型の石英閃緑岩中には多くの暗色包含物がみられ、川口附近には、亜角状の 50～60cm の大きさのものもみられる。大部分は数 cm で、母岩の片理に平行に伸長した紡錘形を示し、母岩との境がはっきりしている場合が多い。半自形ないし他形の斜長石と、その間を埋める粒状他形の石英、角閃石、黒雲母および少量の磁鉄鉱からなり、閃緑岩質(ややオフィチック)組織を示している。成分鉱物の性質は母岩と殆んど変りがない。

4 斑斕岩 橄欖石、単斜・斜方輝石、角閃石、斜長石および少量の黒雲母、緑色スピネル、磁鉄鉱を含む。橄欖石はイジング石化し、斜方輝石は単独かまたは橄欖石のまわり

に緑をなし、そのまわりは角閃石にとりかこまれている。単斜輝石も周囲に緑色角閃石を生じている。

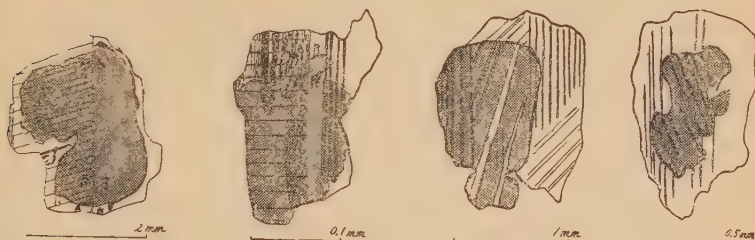
VI 斜長石の性質

1 外套変晶 混成作用によって生成された花崗類には、内部と周辺が著しく成分のちがった部分からなる斜長石がしばしば認められ、小出博¹⁾や唐木田芳文²⁾らがすでに詳しく記載している。唐木田は、背振山地の hornblende hybrids の報告の中で、この特異な構造を持った斜長石を外套変晶 (mantleblast) と呼んでいる。前述した球状岩の斜長石(とくに内核と内帯)もそれらと非常に良く類似し、共通した成因を暗示している。二、三の例を第5図に示した。放射状帯の大きな結晶では、外套の幅がせまく、0.1~0.2mm程度

第5図 外套変晶

No. 26

No. 32



で部分的に生じているにすぎないが、内帯、内核では良く発達し、結晶の半分以上の容積を占めているものもみられる。斜長石の内部は不規則で虫くい状を示すものもあるが、結晶外形に平行な輪郭をもつものや、分離してブロック状³⁾を示すものもみられる。1mm以上の結晶に外套が著しいが、それ以下の大きさで寄木状のものにもかなりみられる。各帯を通じて、斜長石の内部には累帯構造が全く認められないが、周辺にはわずかに認められるものもある⁴⁾。内部、周辺ともに全然変質していない。両者の結晶学的方位は、一般に等しく、劈開やアルバイト、カールスパットなどの双晶合界面が連続している。

2 成分⁵⁾ (第1, 2表) 外套変晶の内部と周辺では著しい成分の開きがある。外套変晶の内部の $An\%$ は、放射状帯では 68~94, 平均 80 (15 ケの平均), 内帯では 90~92, 平均 91 (4 ケの平均), 内核では 67~93, 平均 79 (6 ケの平均) である。内帯は測定回数が少ないので高い値を示しているが、各帯で成分の差はほとんどないものと思われ、亜灰長石ないし灰長石である。周辺の成分は、放射状帯では 41~45, 平均 42, (5 ケの平均) 内核では 37~56, 平均 46 (6 ケの平均) で、両者の差は小さい。寄木状の斜長石の成分はやはり 40

1) 小出博; 東大演習林報告, 30, 69~95, 1942

2) 唐木田芳文; 九大理研報, 地質 3, 21~30, 1941

3) 赤城の球状岩の斜長石にもこのようなものがみられることが記されている。

小出; 地調報 139, 1~18, 1951

4) 石英閃緑岩や暗色包含物の外套変晶では、周辺部が oscillatory zoning が著しい。

5) 測定はユニバーサルステージによる。おもに双晶面の位置を Reinhard の図にプロットして成分を定めたが、Köhler angle および 2V の値による方法を併用した。

第1表 放射状帯の斜長石の性質

結晶 番号	双 晶 面 に よ る			Köhler an- gleによる	2V による	
	個 体	双 晶 型 式	An%	An%	2V α	An%
5	A) B)	albite-Carlsbad	68	71	100	83
	A) C)	pericline	80	80		
15	A) B)	albite-Carlsbad	76	73	94	73
20	A) B)	albite-Carlsbad	75	80		
19	A) B)	albite-Carlsbad	72 47	75 47	90 84	68 42
17	A) B)	albite-Carlsbad	70	72		
16	A) B)	albite-Carlsbad	73	77		
26	A) B)	albite-Carlsbad	87 45	88 45		
7	A) B)	albite-Carlsbad	90	88	94	73
30	A) B)	Carlsbad	82	80		
31	A) B)	albite-ala B	94			
28	(A) (B)	Carlsbad	59	60		

結晶番号は第5, 第7図と対応する。

~45, 平均42(5ケの平均)の値を示している。すなわち, 周辺および寄木状の斜長石の値はほぼ等しく, 中性長石である。斜長石の高温-低温型については, An70%以上では両者の区別がないと言われている¹⁾ので, 石灰質な内部の値は問題にならないと思われるが, Köhler angle²⁾によると約半数が高温型を示している。周辺および寄木状の中性長石は, 測定個数14ケのうち10ケが低温型を示し, のこりの4ケは確かでない。アルバート-カールスバッド双晶の双晶軸を, 光軸面を投射面とした図(Kaaden³⁾)によるもの

1) Tuttle, O. F. & Bowen, N. L.; Jour. Geol. **58**, 572~583, 1950

2) 原著に接する機会がなく, 加納博氏より頂いた図の写しによった。

3) Van der Kaaden, G.; Thesis Geol. Inst. Utrecht Univ, 1951

第2表 内部と周辺における双晶の関係

結晶 番号	双 晶 面 に よ る			Konleran- gle による	2V による	
	個 体	双 晶 型 式	An%	An%	2V α	An%
26	A-B	albite-Carlsbad	87	88		
	A'-B'	"	45	45		
19	A'-B'	albite-Carlsbad	72	75	90	68
	A-B	"	47	47	84	42
34	A''-B''	albite-Chrlsbad	67	69	92	71
	A-B	"	37	37		
35	A'-B'	albite-Carlsbad	74	80	82	38
	A-B	"	48	46		
36	A'-B'	albite-Carlsbad	80	81	96	75
	A-B	"	47	47	78	46
40	A'-B'	albite-Carlsbad	72	80		
	A-B	"	53	53		
22	A-B	albite	88	86	100	83
	A'-B'	"	48	48		
29	A'-B'	albite-ala B	70			
	A-B	albite-Carlsbad	45	45		
32	A'-B'	Carlsbad	93	95		
	A-B	albite-Carlsbad	56	53		

で、高温、低温両型の曲線が画かれている¹⁾にプロットした(第6図)。なお、放射状帯の斜長石の劈開片の屈折率による An 成分は、低いものが 44~53, 高いものは 81~85 を示し、内帯、内核でもほぼ同じ値を示している。唐木田²⁾による外套変晶では、内部は An82~85 周辺は 51~53, 寄木状のものは 51~50 で、球状岩の成分と殆んど同じ値を示している。球状岩でこのような外套変晶を示すものは、日本ではまだ報告されていない。外国産のものでは、Idaho の Buffalo Hump³⁾のものが An36~28, また Sweeden の Slättmosa⁴⁾のものが、曹灰長石ないし中性長石の成分をもっているが、外套構造の有無については記されていない。

今までの文献によると、球状岩の斜長石は、大部分が灰曹長石ないし中性長石で、Eskola の Esboite⁵⁾に相当している。日本産のものも、柳井⁶⁾や 赤城⁷⁾のものをのぞいて

1) 従来用いられて来た Réinhard の図は低温型を示している。

2) 唐木田；前出

3) Goodspeed, G. E.; Am. Min., **27**, 37~47, 1942

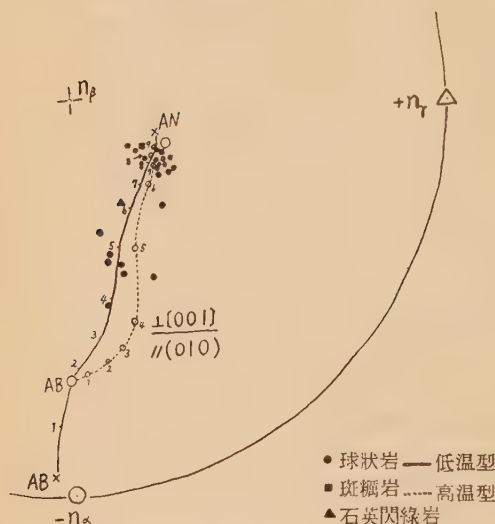
4) Johannsen, A.; Descriptive Petrography of the Igneous Rocks, II, Chicago, 1932

5) Eskola, P.; Jour. Geol., **46**, 448~485, 1938

6) 原著によらず、石岡の総括を参照した。

7) 小出；前出

第6図 アルバイトーカールスバッド双晶の
双晶面の投影図
(光軸面を投影面とした Kaaden の図)



わっているものは鳥の羽根のようなでかたをしている。双晶の測定結果によると、大部分がアルバイトーカールスバッドで、カールスバッド、アルバイトーアラ B も一、二認められた。寄木状のものは、カールスバッドもあるが、アルバイトが多く、双晶のないものは少い。外套変晶の内部と周辺での双晶の方を示すために、第2表に整理した。測定箇数が少いが、双晶型式の等しいものが多く、ちがうものでも接合面が一致している。内帯と内核にも聚片双晶の発達が少ないはみられるが、ペリクリン双晶は極めて少い。これらの聚片双晶は、従来二次的双晶と考えられてきた²⁾。この球状岩の、とくに放射状帯の聚片双晶の生成の時期を知るために注意して観察した。内帯、内核の斜長石には、アルバイト聚片双晶は認められるが、ペリクリン聚片双晶はほとんど認められない。放射状帯では、アルバイト聚片双晶が内部から接続して周辺にも発達し、また周辺部のみに生じているもの、内部に接続したアルバイト双晶が周辺部で細くなって、尖滅するのがみられる。ペリクリン聚片双晶の場合は、内部と周辺の境で、成分のちがいに応じて接合面の方位が変わるので、聚片が屈曲しているのが観察される(第5図)。外帯では斜長石は波動消光を示し、聚片が撓曲しているのがみられる。このような関係は、放射状帯のアルバイトおよびペリクリン聚片双晶が斜長石の周辺に外套構造ができたのちに生成されたことを示しているように思われる。とくに著しいペリクリン聚片双晶の生成は、放射状帯の形成(放射状排列を生じたこと)に関係があり、しかも外帯の生成とそれに伴う破碎作用により撓曲されている

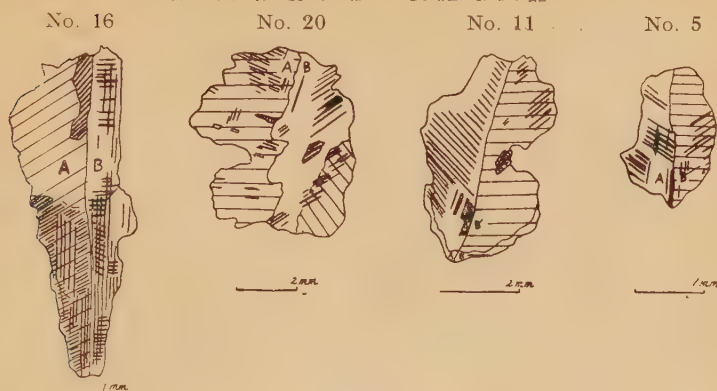
は、大部分がやはり灰曹長石ないし中性長石で、この球状岩の周辺および寄木状斜長石の値と類似している。

3 双晶型式 球状岩の斜長石は、カールスバッドおよびアルバイトーカールスバッドなどの双晶が普通で、牛来のC双晶¹⁾に富んでいる。放射状帯の斜長石は、伸長した結晶で、比較的簡単なアルバイトーカールバッド双晶もあるが、それらに格子状または斜めの格子状にペリクリン双晶が組合わさって複雑な双晶をしているものが多い(第1表、第7図)。ペリクリン双晶がカールスバッド双晶の接合面に関しはほぼ対称に斜めに交

1) 牛来; Am. Min., **36**, 884~901, 1951

2) 牛来; Sci. Rep. Yokohama Nat. Univ, **1**, 87~96, 1952

第7図 放射状帯の複雑な双晶



第5図, 第7図の数字は結晶の番号を示す。第1表と対応する。

ので、破碎される前に生成されたものではないかと考えられる¹⁾。他の地域に産する球状岩の放射状帯にも、このような聚片双晶が記載されている。赤城産²⁾の白色帯にも不完全なペリクリン双晶が、またひだ天生産³⁾のものにも聚片双晶の発達に記されている。毛無山産⁴⁾⁵⁾の球状岩の放射状の斜長石は、直接観察したが、アルバイト、ペリクリンの聚片双晶が発達し、一部は格子状になっている。また、Buffalo Hump⁶⁾のものも、アルバイト、ペリクリン双晶の両方で、特徴的な格子状を示していると記されている。このような共通した性質は注目する必要があると思われる。

VII 成 因 に つ い て

球状岩の成因については、いろいろな説があるが、交代作用によると考える人が多い。

この球状岩も上述の性質から交代作用によるものと考えられる。以下では二、三の点についてやや詳しく考察してみたい。

1) 源岩と交代作用。この球状岩は、外套変晶をもち、内核にカリ長石が多く、斜長石の An^0 。各帯で同じ値を示し、充填岩も混成岩的であるなど、岩漿的には説明しがたい性質を持っている。有色鉱物は、角閃石および黒雲母で、角閃石にはカミングナイトを含むものがみられるが、大部分は普通角閃石で、源岩の性質を覗うことができない。

しかし、外套構造をなす斜長石の内部が、亜灰長石ないし灰長石であること、比較的結晶が大きいこと、閃緑岩質組織を示すことなどから判断すると、源岩が斑岩質岩であることが推定される。そして、この球状岩は、このような源岩が、花崗岩質物質の供給の

1) 放射状帯にだけ著しいこと、破碎以前ということなどから、全体として変形を伴うような偏圧の影響とは考えられない。

2) 小田；前出

3) 石岡；前出

4) 竹内；前出

5) 河野；前出

6) Goodspeed；前出

もとに交代作用をうけて生成された一種の混成岩であることは、次のような性質 (1) 部分的に寄木状組織を示すこと、(2) 大きな結晶が小結晶によって交代されていること、(3) 斜長石の多くが外套構造を示すこと、(4) 外套変晶の周辺に寄木状の小結晶が同じ成分を示すこと、などから考えられる。従来、報告されて来た球状岩には、このような源岩が交代されて生じたものは、ほとんどみられないが、Nockold¹⁾ は基性包含物を交代した球状岩を報告している。交代作用の点だけからは、前述の唐木田²⁾ の hornblende hybrid²⁾ と非常に良く類似している。

2) 球顆構造。球顆は、成分鉱物の量比や粒度の差によって、内核、内帯にわかれているが、このような球顆の同心円構造の形成は、変成分化によって説明されている場合が多い。この球状岩も、やはり交代作用の際の一種の変成分化によるものと考えられる。また、放射状に排列している斜長石は、急激に成長したものと考えられて来た。赤城産³⁾ の球状岩の楔状の斜長石は、その良い例である。しかし、この球状岩の放射状の斜長石では、主な部分は石灰質な残晶状の斜長石で、球顆生成の際に晶出したと考えられるのは、せまい周辺の部分だけで、むしろ、全然周辺のないものが多い。これらの大きな斜長石が放射状に排列し、その間に寄木状の斜長石と角閃石、黒雲母がうめて放射状帯を形成しているのである。従って前の場合とちがった別の機巧を考えなければ説明できないようであるが、明らかにすることができない。なお、新生斜長石に C 双晶がかなり認められることと後述の変形の説明が容易になることから、この過程が、一部熔融状態で行われたとみた方が適当なように考えられる。

3) 球顆の変形。球顆は充填岩の流理に平行にのびた扁平円体状のものが多く、しかも個々の球顆の境は劇然としている。また、球顆のまわり (外帯を含めて) は破碎状をなし、二次的な片理を生じている。一部には崩れた形を示すものもみられる。このような関係をみると、球状岩がまだ塑性を失わない状態で周囲の岩石と同じ偏圧下におかれ、変形 (圧平) した⁴⁾ ことが窺われる。そしてさらに、球顆が固結後に動いて、充填岩との間に磨擦を生じ、破碎されたものと考えられる。しかし、球顆と充填岩の性質は非常に良く似ているので、これらがほとんど現在の関係位置で生成されたものと考えられる。その他、充填岩と母岩および暗色包含物、捕獲岩状の斑斕岩との関係なども問題になるが、十分明らかにすることができない。

1) Nockolds, S. R.; Geol. Mag., 68, 499-506, 1931

2) 唐木田; 前出

3) 小出; 前出

4) Roy も同様に説明している。

Roy, R.G.; Am. J. Sci., 250, 57-70, 1952

インディライト結晶に関する一考察

On the indialite crystal

杉 浦 孝 三 (Kozo Sugiura)*

寺 田 召 二 (Shoji Terada)*

Abstract : Besides a typical hexagonal pattern, several weak diffraction lines are discernible in the X-ray powder photograph of a synthesized indialite. It seems that the weak lines are caused from the presence of super-lattice or crystal-distortion in the indialite lattice, and therefore, the crystal is not necessarily hexagonal in the strict sense of the word. Thus the optically biaxial character of the indialite corresponds with the appearance of the weak diffraction lines.

近年、都城秋穂等¹⁾により、コーディーライト (cordierite) の同質異像として、インディライト (indialite) の存在が確認された。前者が擬六方斜方晶系 (V_h^{17} 或は V_h^{20}) に属することは古くより知られており²⁾³⁾、後者は、都城等の X 線の研究により、六方晶系 (D_{6h}^{21}) に属すると結論された。しかし、現在迄にインディライトと同定されたものの多くは、光学的には明らかに 2 軸性 (光学性負) であつて、その光軸角も $0\sim 83^\circ$ と測定され、また、それらの大部分は複雑な擬六方双晶 (六方晶系にはあり得ない) を示している。都城等¹⁾は、これらの事実を、該結晶の光学異常 (optical anomaly) にもとづくものと説明している。

筆者等は、インディライト結晶に認められる、前述の光学的性質と X 線の性質との間の不一致性を再検討する為、筆者の一人杉浦⁵⁾がかって硝子失透法により合成したインディライト結晶の X 線粉末写真と、インド、ボカロ炭田地方に産するインディライト結晶⁶⁾の光学的性質とを詳細にしらべ直した。以下、その結果について記載する。

(1) X 線粉末写真試験

先ず、前述の合成インディライトの X 線粉末写真を、次のような条件下で撮影した。

* 東京工業大学

- 1) A. Miyashiro, T. Iiyama; Japan Acad. Proc., **30**, 746~751, 1954.
A. Miyashiro, T. Iiyama, M. Yamazaki, T. Miyashiro; Am. Jour. Sci., **253**, 185~208, 1955.
- 2) B. Gossner, F. Mussgnug; N. Jb. Min., **58**, Abt. A, 213~227, 1928.
- 3) W. L. Bragg; Zeit. Krist.; **74**, 262~263, 1930.
高根勝利, 竹内常彦; 岩礦, **16**, 101~127, 1936.
A. Byström; Arkiv. Kemi. Mineralo. Geol., **15**, B, 12, 1941.
- 4) 前掲
- 5) 杉浦孝三; 窯業協会誌, **59**, 323~328, 1951.
- 6) 都城等(前掲)によりインディライトであることが確認された。

対陰極：Cu(Ni フィルター使用)，電圧：25KV，電流：12~15mA，カメラ半径：5.7

第1表 インディアライトのX線粉末写真
(Cu K α , $r=5.74\text{cm}$, $a=9.754$, $c=9.336\text{KX}$)

Ob.d(KX)	Intensity	Indices	Calc. d(KX)
8.46	10	100	8.447
4.88	5	110	4.877
4.67	3	002	4.668
4.083	8	012	4.086
* 3.92	vw	—	—
* 3.76	vw	—	—
* 3.62	vw	—	—
3.372	7	112	3.372
* 3.23	vw	—	—
3.130	8	022	3.132
3.020	9	121	3.021
2.635	5	122	2.635
2.438	1	220	2.439
2.414	0.5	032	2.411
2.334	3	004	2.334
2.271	1	131	2.272
2.229	1	123	2.229
2.159	1	222	2.161
2.093	4	132	2.094
2.043	0.5	024	2.043
1.936	1	230	1.938
1.920	0.5	042	1.924
1.898	0.3	231	1.898
1.870	3	133	1.872
1.843	1	140	1.843
{ 1.814	2	141	1.808
{ 1.789		034	1.797
1.708	0.3	025	1.708
1.687	6	224	1.686
1.654	0.5	134	1.654
1.625	0.5	330	1.626

*：長時間露出によってあらわれる廻折線，

した如く，約 8° (光学性は負)である。

次に，V. Venkatesh³⁾の好意により，ボカロ炭田(Bokaro Coal Field)地方に産するインディアライト試料を入手したので，そのうちに含まれる約25個の結晶の光軸角を，経緯鏡台により測定した。その結果得られた数値は， $44\sim 45^\circ$ ， $52\sim 53^\circ$ ， $56\sim 58^\circ$ (光学性は何れも負)の3群にわかれ，それらの中間の値を示すものが無い。

また，ボカロ産試料中の結晶につき，それらの双晶を経緯鏡台によりしらべた結果，何れも110又は130を双晶面とする擬六方双晶であることが確められた。

4cm，照射時間：約15時間。その結果得られた廻折線は，六方格子， $a=9.754\text{KX}$ ， $c=9.336\text{KX}$ として，正確にindexingされることが出来た。第1表にそれを示す。

しかし，本研究の目的の為に，更に詳細なX線粉末写真が必要なので，同一試料につき，ほとんど同一条件で，次の如き長時間露出を行った。電圧：20KV¹⁾，照射時間：350~400時間。かくして得られた写真には，既述の廻折線以外に，数本の微弱な新廻折線が認められた。それらのうち，Cu K β 線による廻折に近いものを除き²⁾，他の線を第1表に併記する。これらの廻折線については，前記のa，c週期を用いても，全くindexingすることは出来ない。

(2) 光 学 的 試 験

上述のX線粉末写真撮影に使用した合成インディアライト試料の光軸角は，前回に報告

1) 出来得る限り白色X線を除去するため，電圧を低くした。

2) WL線についてもしらべた。

3) インド地質調査所 (Geological Survey of India)

(3) 実験結果の考察

前述の如く、インディアライト結晶粉末を X 線に長時間露出させて得られる廻折線のうちには、普通の六方格子としての a, c 週期では説明出来ない。数本の微弱な線が認められる。このような廻折線のあらわれる原因として、先ず考えられるのは、該結晶格子中に超格子または格子歪みの存在することである。たとえば、インディアライト結晶構造において、六方鎖を形成する、四面体配位の位置は、 Si^{+4} と Al^{+3} (5:1) で占められているが、両イオンの分布状態に若干規則性があるとすると、その結果、この結晶格子は超格子的性格を帯びて来る筈である。このような見地より問題の微弱線を再検討してみると、これらは $a=9.754\text{KX}$, $c'=9\times c=84.024\text{KX}$ とした場合、次の如く indexing し得る。

Ob.d(KX)	Indices	Calc.d(KX)
3.92	0 1 19	3.918
	0 2 8	3.919
3.76	0 1 20	3.762
3.62	0 1 21	3.616
	0 2 12	3.617
3.23	0 1 24	3.234

もっとも、これは問題の微弱線を説明する幾つかの考え方のうち、その一つを例示したに過ぎず、果してこの通りであるか、どうかは、更に詳細な結晶学的検討を要する。

しかし、本構造が超格子を構成するにせよ、或いは格子歪みを有するにせよ、その結果として、それは厳密な意味に於いては、必ずしも、六方格子に属さないものであるから、光学的には 2 軸性であることも可能となる。既述の如く、ボカロ炭田産インディアライトの光軸角の値が不連続性を示したことは、あたえられた物理的環境に対応する超格子、または格子歪みの様式にも、不連続性があるらしいことを暗示している。

また、コーディーライトの粉末写真にも、インディアライトの場合とほとんど同位置に、上述のような弱廻折線が認められる。即ち、上述のような超格子、または格子歪みは、コーディーライト結晶の場合にも存在するらしい。Gossner¹⁾等は、コーディーライトの単結晶廻転写真の比較的内側に、一般の層線に乗らない数個の投影点を認めている。これらが、上述の廻折線に一致するか否かは、今後の研究に待たなければならぬ。

本研究は、東京工業大学地学教室で行われた。実験全般にわたってご指導を賜った本学山田久夫助教授、科学研究所中平光興博士、X線実験において有益なご助言及びご援助を戴いた本学岩井津一講師に衷心より感謝申上げる。また貴重な試料をご寄贈下されたインド地質調査所 V. Venkatesh 博士にも、併せて謝意を表する次第である。

粉状試料の薄片作成法の 一法

A method of thin section making for powder specimens

本 多 朔 郎 (Sakuro Honda)*

もうい試料や粉状試料の薄片を作るには、そのまま通常の方法を用いることができないので、いろいろの方法（カナダバルサムで煮る方法、歯科用セメントやベークライトなどの合成樹脂で固める方法）が考案されているが、中には実際にやってみると、仲々うまくゆかなかったり、高価についたり、特別の装置を要したりするものがある。

筆者は最近、反射顕微鏡用研磨片の製作に用いられている理研合成樹脂 K. K. のポリエステル樹脂「リゴラック」(Rigolac)¹⁾を使って粉状試料の薄片の試作をして好結果をえたので、とり敢えず紹介する。

【作り方】 やや厚い板硝子の上に少し厚目の紙で作った別図のような筒（大きさはスライドガラスにのせるに適当な程度）をのせ、この上にまぶりゴラック（重合用触媒を加えてある）を少量加え、次に粉状試料を加える。さらに少量のリゴラックを加え、必要があればガラス棒で攪拌する。このまゝ数時間放置すると、リゴラックが固結するので、

充分よく固結したら、板硝子からとりはずす。この際、板硝子を立ててナイフのようなものをあて上から叩くと簡単にとれる。

こうして出来たチップの片面を普通の方法で研磨し、試料の面が外にでて平滑になったら、レークサイドセメントでスライドガラスにはりつけ、後は普通の方法で所定の厚さまで研磨し、カバーガラスをカナダバルサムでかぶせて仕上げる。

なお、脆い試料や多孔質の試料では磁製のルツボの中にリゴラックを入れ、この中に試料を入れて、化学分析でよく使う Witt の吸引濾過装置を利用して、空隙にリゴラックをしみ込ませることが必要である。

【備考】 (1) 試料をリゴラックで封ずる場合、塩化ビニールの筒を使っても良いが、無いときは、あり合せの紙で作ったもので充分である。紙と板硝子の隙間からリゴラックが洩れることがあるが、別に支障はない。(2) リゴラックに重合用促進剤（ナフテン酸コバルト溶液）を多く加えると、着色するので注意を要する。筆者は加えないで使用している。加えないときは固結に時間がかかるが、急ぐときは air bath 中で少し加温すると短時間で固結する。(3) 固結したリゴラックの屈折率は 1.54₉で顕微鏡観察では、普通の接着剤で封入したときと大差ない。(4) この方法で一番注意すべき点は、リゴラックとレークサイドセメントとの接着力が弱いことで、このためには封じ込む試料の量を多くして、スライドガラスにレークサイドセメントで接する試料の面をなるべく多くするとよい。こうするとよく接着して、研磨の途中ではがれることはない。また試料が少量のときはガラス粉などを加える。

* 秋田大学鉱山学部地下資源開発研究所

1) 今井秀喜；鉱山地質，4，12，1954.

投稿規定 投稿者は次の点に注意して下さい。

1. 論文は和文とし、原稿用紙に横書、常用漢字を用い、図及び表を含めて刷上り 10 頁 (9 ポイント活字で) 以内とする。
2. 図は白紙又は青色印刷の方眼紙に墨又は黒色インクで大きく書き、 $1/2$ 又は $1/3$ などに縮図するように文字や記号を大きく書くこと。図の数は出来るだけ少なくすること。
3. 引用文献は脚注として頁毎にその下に附記すること (著者、掲載誌又は単行書名、巻、頁、年)。
4. 英文要約を附する場合には完全な英文とし、之をタイプライトすること。
5. 別刷りは部数を原稿に指示すること。但し費用は著者の自弁とする。
6. 投稿論文は受付け順に印刷するが、本誌の発行が隔月である為、なるべく内容に種々のものを入れたいので、必ずしもこの順に依らない場合がある。

本会役員 (昭和 31 年度)

会 長 渡 辺 万 次 郎

幹 事 石 井 清 彦 伊 藤 貞 市 鈴 木 醇 高 橋 純 一
坪 井 誠 太 郎

岩石礦物礦床学会誌

編 集 大 森 啓 一

庶務主任 植田良夫 会計主任 千藤忠昌 図書主任 荻木浅彦

本誌抄録欄擔當者 (五十音順)

阿 部 宏	阿 部 正 宏	石 井 清 彦	植 田 良 夫	大 森 啓 一
加 藤 磐 雄	今 野 弘	島 田 昱 郎	島 津 光 夫	荻 木 浅 彦
鈴 木 光 郎	千 藤 忠 昌	田 口 一 雄	竹 内 常 彦	長 谷 川 修 三
横 山 鼎				

昭和 31 年 5 月 20 日 印刷

昭和 31 年 6 月 1 日 発行

発行所 仙台市片平丁 東北大学理学部内
日本岩石礦物礦床学会
〔電話仙台 ③ 1181 (内線 311)〕

編輯兼発行者 大 森 啓 一

印刷所 仙台市堤通 27〔電話 ③ 2027〕
笹気出版印刷株式会社

印刷者 笹 気 幸 助

入会申込所 仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石礦物礦床学会

会費拂込先 同 上〔振替仙台 8825 番〕

本会会費 一ヶ年分 500 円 (前納)

本誌定価 一 部 100 円 (会員外)

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

CONTENTS

- Mechanical analysis of the sandstones of the Shinjo group. (III) (Mamurogawa area in the northern margin of the Shinjo basin.)
..... I. Kato and M. Abe.
- The basic xenolith at the midstream of the river Horoman, Hidaka Province. H. Asai.
- Neogene volcanic rocks of Tazawa district, Yamagata Prefecture.
..... T. Konda.
- Orbicular diorite from Akka, northern Kitakami mountainland.
..... M. Shimazu.
- On the indialite crystal. K. Sugiura and S. Terada.
- A method of thin section making for powder specimens.
..... S. Honda.
- Note and news.
- Announcements from the Association.

Published bimonthly by the Association in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tohoku University, Sendai, Japan.